

**13 MART 1992 ERZİNCAN DEPREMİ ARTSARSINTILARI'NIN
KAYNAK ZAMAN FONKSİYONLARI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. E.Dilek GÜRLER

39217

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 21 Haziran 1993

Tezin Savunulduğu Tarih : 9 Temmuz 1993

Tez Danışmanı : Prof.Dr. Nezihi CANİTEZ

Diğer Jüri Üyeleri : Prof.Dr. Silva BÜYÜKAŞIKOĞLU

Doç.Dr. Haluk EYİDOĞAN

TEMMUZ, 1993

ÖNSÖZ

Bu tez çalışması, 13 Mart 1992 Erzincan depremi artsarsıntı kayıtları üzerine " Dekonvolüsyon Yöntemi " uygulayarak, bu depremlerin kaynak-zaman fonksiyonlarını belirlemek amacıyla yönelik olarak gerçekleştirilmiştir. Bunun için, küçük artsarsıntı sismogramları, kaynaklarının impülsif olduğu varsayılarak ampirik green fonksiyonu olarak alınmış ve büyük depremlerin sismogramlarından tersevrışim ile ayrılmıştır. Sonuçta, herbir istasyondaki kaynak zaman fonksiyonunun genel şekli, yükselme zamanı, duraylılık zamanı gibi parametreler belirlenmiş ve değişik örneklerle verilmiştir.

Tez konusunu öneren ve tez danışmanlığımı yapan, öğrencilik ve meslek yaşantım boyunca her zaman yanımda olan, çok yakın ilgi ve yardımlarını gördüğüm hocam Prof.Dr. Nezihi Canitez' e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

İ.T.Ü Jeofizik Müh. Böl. Strazburg Yerfiziği Enstitüsü ve TUBİTAK' ın ortak çalışmasıyla elde edilmiş verilerin sağlanması konusunda bana yardımcı olan Doç. Dr. Haluk Eyidoğan' a teşekkür ederim.

Ayrıca, çalışmam süresince yardımlarını gördüğüm, Yar.Doç. Dr.Tuğrul Genç, Dr.Sadi Kuleli, Arş.Gör.Turgay İşseven, Arş.Gör. Hıdır Aygöl ve Meliha Yazıcı başta olmak üzere bölümümüzün tüm elemanlarına teşekkür ederim. Yine, bu süre içinde bana sürekli manevi destek vererek yanımda olan, arkadaşım Arş.Gör. Atilla Bayram' a çok teşekkür ederim.

Ve ailem...

Tüm öğrenim yaşantım boyunca, her türlü fedakarlığa katlanan aileme minnettarım.

HAZİRAN, 1993

E . Dilek GÜRLER

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

KULLANILAN SİMGELER	v
ÖZET	vii
SUMMARY	viii
BÖLÜM 1. GİRİŞ	1
BÖLÜM 2. KAYNAK ZAMAN FONKSİYONU TANIMLAMALARI	7
2.1. KAYNAK ZAMAN FONKSİYONU	7
2.1.1. Kinematik Parametreler	8
2.1.2. Dinamik Parametreler	9
2.2. KAYNAK TÜRLERİ	12
2.2.1. Nokta Kaynak	12
2.2.2. Dislokasyon ve Boyutlu Kaynaklar	13
2.2.3. Çoğul kaynak	17
2.2.4. Düzgün Yayılan Dislokasyon Kaynağı	18
BÖLÜM 3. KAYNAK ZAMAN FONKSİYONUNUN BELİRLENMESİ	21
3.1. GREEN FONKSİYONU OLARAK KÜÇÜK MANYİTÜDLÜ ARTSARSINTILAR	21
3.2. DEKONVOLÜSYON YÖNTEMİ	23
3.2.1. Yöntemin Avantajları	28
3.2.2. Yöntemin dezavantajları	29

BÖLÜM 4. JEOLojİK VERİLER	30
4.1. ERZİNCAN ÇEVRESİNİN JEOLojİSİ	30
4.2. 13 MART 1992 ERZİNCAN DEPREMİ	34
4.3. KULLANILAN VERİLER	37
4.4. KAYNAK ZAMAN FONKSİYONUNU HESAPLAMAK İÇİN KULLANILAN PROGRAM VE YAPILAN İŞLEMLER	38
4.5. SONUÇLARIN YORUMLANMASI	41
SONUÇLAR VE ÖNERİLER	48
KAYNAKLAR	51
EK A	57
EK B	62
EK C	69
EK D	76
ÖZGEÇMİŞ	81

KULLANILAN SİMGELER

$\Delta \sigma$	: Gerilme Düşümü
W	: Fay Düzlemi Genişliği
μ	: Rijitlik
u	: Fay Düzlemi Üzerinde Ortalama Bağlı Yer Değiştirme
S	: Fay Düzlemi Alanı
L	: Fay Uzunluğu
A	: Dislokasyon Yüzeyi
ξ	: A Üzerinde Bir Nokta
x	: Gözlem Noktası
t	: Zaman
$D(\xi,t)$	: Göreceli Kayma Hızı
R_c	: Yayınım Örüntüsü
ρ	: Yoğunluk
c	: Cisim Dalga Hızı
$s(t)$	: Kaynak Zaman Fonksiyonu
D_0	: Sonuç Dislokasyonu
τ	: Yükselme Zamanı

t_r : Yırtılma Zamanı
Q : Ölçekleme Faktörü
H : Birim Basamak Fonksiyonu
P : Yerin Tepkisi
R : Alıcı Ortamın İmpüls Tepkisi
I : Alet Tepkisi
LAT : Enlem
LON : Boylam



ÖZET

Bir deprem sismogramındaki dalga biçimleri, deprem odağındaki hareketin mekanizması, ortamın katmanlı yapısı ve deprem kaynağında yırtılmanın zaman içindeki değişimi ile ilgili bir kaynak zaman fonksiyonu tarafından belirlenir.

Dalga biçiminin ters çözümünü yapabilmek için ya deprem odak mekanizmasını yada ortamın katmanlı yapısını bilmek gerekir. Bu problem sismogram analizlerinde en büyük güçlüklerden birisidir. Bu ve bunun gibi güçlükler karşısında, kaynak zaman fonksiyonunun belirlenmesinde izlenenebilecek ve deprem odak mekanizması ile ortamın etkisini ortadan kaldıracabilecek alternatif bir yol sismolojinin önemli problemlerinden birini oluşturmaktadır.

Bu amaçla, küçük artsarsıntıların sismogramlarını Green fonksiyonu olarak kabul eden ve bunu büyük (karmaşık) artsarsıntı sismogramından ayırarak kaynak zaman fonksiyonunu belirleyen "Dekonvolüsyon Tekniği " geliştirilmiştir.

Bu tez çalışmasında, bahsedilen bu yöntem, 13 Mart 1992, Erzincan depremi artsarsıntıları üzerine uygulanmış ve bu artsarsıntıların kaynak zaman fonksiyonları elde edilmiştir.

Elde edilen kaynak zaman fonksiyonlarından, yükselme zamanları ile duraylılık zamanları belirlenmiş ve bu manyitüd aralığındaki artsarsıntılar için, çoğul kaynak bulunmadığı sonucuna varılmıştır.

SUMMARY

THE SOURCE TIME FUNCTIONS OF THE 13 MARCH 1992, ERZINCAN EARTHQUAKE AFTERSHOCKS

We can classify the parameters from which the waveform on the seismograms are affected in three groups. These are:

1) Source

- . Source time function
- . Seismic moment
- . Source dimension
- . Focal mechanism

2) Path

- . Structure
- . Density and velocity distribution
- . Attenuation effects

3) Instrumentation

- . Frequency band
- . Transfer function of the recording system

Study of the physical processes associated with earthquake source in detail by using seismic body waves is one of the recent interests of seismology. From the time domain analysis of the source time functions, some

of the source properties, such as complexity and directivity and some of the source parameters such as pulse width, rise time and source dimension are determined. Furthermore, with a good azimuthal distribution of stations, the direction and magnitude of rupture velocity can be estimated.

When we use the observed seismogram to determine the characteristics of an earthquake source, one problem we face is how to remove the effects of the path, the recording site and instrument response. One way to resolve this problem is to determine Green's function between the source and the receiver to deconvolve it from the seismogram.

One technique often used to study the mechanism of earthquakes is to compute the synthetic seismograms and compare them with the data. There are two major problems which must be dealt with in the calculation of synthetic seismograms ;

- 1) The description of the source
- 2) The calculation of the earth response.

These are all difficult tasks. Often the details of focal mechanism are not known or poorly determined. For a realistic model of a large earthquake the finiteness of the source should be taken into account. One approximation which has proved useful is superposition of point sources, phase delayed to account for rupture propagation.

The calculation of the earth response is typically done by assuming a model composed of homogeneous layers. With this simple model, standard method , such as The Reflectivity Method or Generalized Ray Method, can be applied. However, if the earth sturcture is not known, these computational tools cannot be used effectively. The same difficulties are valid for introducing of the source time functions.

Deconvolution technique requires aftershock recordings from source on the fault plane of the main event. These aftershocks should be well distributed over the fault plane and should be well approximated as point sources. The ground motion due to the aftershock must be recorded at the same station that recorded the main event. The fault plane of the main event is represented by distribution of point sources. The ground motion for the aftershock (u_i), which is close to a given point source, is used as the point source response. The ground motion for the main event (U) is then approximated by weighted and phase delayed summation over u_i .

$$U(t) = \sum_{i=1}^n [u_i(t) \cdot Q_i(t)] H(t - \tau_i)$$

where

$$u_i(t) = S_i(t) * P_i(t) * R_i(t) * I_i(t)$$

The index i in these equations runs over the n - point source on the fault plane. In the equation given above,

Q_i : is a generalized scaling factor

H : is the unit step function

τ_i : is a phase delay term, which includes both the delay due to the rupture propagation and the delay due to the travel time from source to the receiver.

S_i : is the source function

P_i : is the earth response

R_i : is the receiver function.

The effects of S_i , P_i and R_i are all included in the aftershock ground motion. As stated above, the u_i are all recorded at the same station that recorded ground motion for the main event, therefore R_i is constant. There is an assumption for the first equation that aftershocks have the same focal mechanism as the main event. There is no guarantee that this will be true. The strike and dip of the fault plane may vary along its length for a long rupture, reflecting variations in tectonic stress or geology. However, by demanding good coverage of aftershocks over the fault plane, variations in focal mechanism can be approximated.

It is also important to consider the magnitude of the aftershock used in the summation. The aftershock should be small enough to approximately satisfy our point source criterion, but large enough to excite the earth response sufficiently above the noise level. It is hard to quantify this size criterion since it depends on particular earth structure and earthquake.

The delay times, τ_i are the function of the rupture velocity and direction as well as the point of initiation of rupture and travel time to the receiver.

With this approach, one need not know the actual focal mechanism. Also, the numerical and analytical difficulties of computing the earth response for an approximate earth model are avoided and at the same time, the effects of the true earth structure are included. On the other hand, the method may not work if the large earthquake source has significant directivity and locally recorded seismogram contains significant reflected energy.

In this study, this method is used to model the aftershocks of 13 April 1992 Erzincan earthquake. Aftershocks are treated as approximate point dislocations. The effects of the true earth structure are included in the modelling process by using the aftersock responses. Assuming that a small earthquake has a simple source, its seismogram can be treated as an empirical Green's function and deconvolved from the seismogram of a large earthquake by spectral division.

Studies are done with records from 9 telemetric station established after 13 Mart 1992, Erzincan earthquake in association with İ.T.Ü - İ.P.G

The studies done could be put in sequence like given below:

- After reading of P wave seismograms, they are tapered with Hamming Window and the effect of the change of the window length on source time function is studied.

- P wave seismogram of small aftershock recorded just after the complex event is taken as Ampirical Green's function.

- Then P wave seismogram of complex event which is windowed is deconvolved with ampirical Green function.

- After that, it is filtered with low pass Butterworth filter to clear the effects of high frequency effects formed after deconvolution.

- Finally, the instantaneous amplitude values are calculated for seeing the chancing of the energy of the source time function with time.

After these processes, source time functions are found (in the shape of triangle) all the stations. The general characters of these founctions are nearly the same at the magnitude interval considered and the rise times of the source time functions are found between 0.03 - 0.08 sec. By looking this result, we can see that there are not multiple sources for these events. Since the magnitude range is quite narrow (2.3 - 2.9) we have not tried to look for the relation between the magnitude and the source time function. The results obtained are summarized in Table 1. By using these source time function, studies could be done to predict the seismogram of the comlex earthquake.

The Earth crust structure in not known in detail in our country. Because of this reason, the computation of the Green's functions and the determination of the exact wave shape can not be possible. From this point of view, it is possible to produce velocity and acceleration seismograms with using procedure had been mentioned above. It is indisputabla the benefits of this process from the view of earthquake engineering. Furthermore, the application

and the comparison of this method to different earthquake regions will give important information. Especially, comparison the results of this study with the source time function of the earthquake which are over West Anatolian Graben systems will be interesting.



TABLE 1 -The locations, magnitudes, rise times and stability times of the aftershocks that we interpret.

R.time : Rise time
Mag : Magnitüd
Lat : Latitüde
Lon : Longitüde
Stab. : Stability
E.Quake : Earthquake

No	E.Quake	Lat	Lon	Mag.	R.Time(sec)	Stab.(sec)
1	04201852	39.66	39.73	1.66	0.045	0.17
2	04231935	39.63	39.9	1.79	0.04	0.14
3	04250048	-	-	-	0.06	0.2
4	04260804	-	-	-	0.06	0.2
5	04202121	39.61	39.53	1.19	0.04	0.14
6	04202030	39.6	39.62	1.66	0.05	0.2
7	04231130	-	-	-	0.04	0.14
8	04190825	39.42	39.30	2.36	0.05	0.15
9	04250022	39.64	39.66	2.2	0.05	0.2
10	04221315	39.44	39.86	2.14	0.05	0.15
11	04280740	-	-	-	0.03	0.1
12	04191718	-	-	-	0.1	0.3
13	04211833	39.59	39.61	1.7	0.08	0.2
14	04221935	-	-	-	0.04	0.15
15	04241010	39.65	39.68	1.83	0.05	0.15
16	04191502	39.66	39.67	1.53	0.03	0.1

BÖLÜM 1. GİRİŞ

Bir deprem sismogramındaki dalga biçimleri, deprem odağındaki hareketin mekanizması, ortamın katmanlı yapısı ve deprem kaynağında yırtılmanın zaman içindeki değişimi ile ilgili bir kaynak zaman fonksiyonu tarafından belirlenir. Bunlardan ilk ikisi (odak mekanizması ve ortamın katmanlı yapısı) birbirinden bağımsız yollarla sağlanabilir. Ancak, bir sismogramdaki dalga biçiminin ters çözümünü (inversion) yapabilmek için ya deprem odak mekanizmasını, yada ortamın katmanlı yapısını bilmek gerekir. Sismolojinin bu "düalite" problemi sismogram analizlerinde başta gelen güçlüklerden birini oluşturur. Tüm bu işlemler sırasında (mekanizmanın yada ortamın belirlenmesi) kaynak zaman fonksiyonu için çoğu zaman bir varsayım yapılır. Bu varsayımlar arasında kaynak zaman fonksiyonunun bir "impuls" olduğu, bir "ramp" fonksiyonu olduğu, trapezoidal bir fonksiyon olduğu, kaynağın çoğul olduğu gibi varsayımlar çeşitli araştırmacılar tarafından sık sık yapıla gelmiştir. (Nakano, (1923), Byerly, (1926), Honda,(1957), Stauder,(1965), White,(1965) vb.)

Sismogramların anatomilerini inceleyerek kaynak ve yer içi hakkında bilgiler toplayabilmek için, çok ciddi bir öneme sahip olan kaynak zaman fonksiyonunun belirlenmesinde izlenen yollardan biri ise deprem odak mekanizması ve ortamın katmanlı yapısının bilindiği varsayımlararak çeşitli kaynak zaman fonksiyonları için dalga biçimlerini hesaplamak ve bunları gözlemsel dalga biçimleri ile karşılaştırmaktır. Ancak bu işlemler

sırasında yapılan varsayımların tutarsızlıklarının ortaya koyduğu belirsizlikler önemli sorunlar yaratır. Bu yönü ile de problem kaçınılmaz biçimde çok çözümlü olabilmektedir.

Yukarıda özetlenen güçlükler karşısında kaynak zaman fonksiyonunun belirlenmesinde izlenebilecek ve deprem odak mekanizması ve ortamın etkisini ortadan kaldıracabilecek alternatif bir yol, sismolojinin ciddi problemlerinden birini oluşturmaktadır.

Verilen bir istasyonda kaydedilen, nokta kaynaklı bir sismogramı

$$u_i(t) = S_i(t) * P_i(t) * R_i(t) * I_i(t) \quad (1.1)$$

evrişim bağıntısı ile gösterilebilir. Bir dislokasyon yüzeyinin bulunması halinde ise sismogram, $u_i(t)$ 'lerin dislokasyon yüzeyi üzerinde integrali, yada ayırık biçimde bunların süperpozisyonu ile elde edilebilir. (1.1) bağıntısında,

$S_i(t)$: Kaynak fonksiyonunu

$P_i(t)$: Yerin tepkisini

$R_i(t)$: Alıcı ortamı impuls tepkisini

$I_i(t)$: Alet tepkisini

göstermektedir.

$S_i(t)$ kaynak zaman fonksiyonunun belirlenebilmesi için $P_i(t)$, $R_i(t)$ ve $I_i(t)$ 'nin tersevriştirilmesi gerekir. Bunlardan $I_i(t)$ aletin impuls tepkisi olduğu için her zaman ölçülebilir. Ancak, $P_i(t)$ ve $R_i(t)$ 'nin tersevriştirilebilmeleri için bunların ya başka yollardan bulunabilmesi, yada etkilerinin bir yolla

giderilmesi gerekir. Aynı fay düzlemi üzerinde oluşmuş ve aynı mekanizmaya sahip, aynı azimutta iki depremin aynı istasyondaki kayıtlarında, alet etkisi ve yayılım fonksiyonları ($R_j(t)$ ve $I_j(t)$) ve ortam etkisi aynıdır. Zaman ortamındaki evrişim frekans ortamında çarpmaya dönüşeceğinden, bu ikisinin spektral oranları hesaplanır. $I(W)$ ve $R(W)$ lar birbirini götüreceğinden geriye $S(W)$ ' ların oranı kalır. Öte yandan, bilindiği gibi, dislokasyon yüzeyinin büyüklüğü ile spektrumdaki köşe frekansı birbiri ile ters orantılıdır. Yani, kaynak küçüldükçe spektrum genişler ve kaynak fonksiyonu bir impülse yaklaşır. Bu durumda kaynak küçüldükçe yer hareketi, yerin impülse olan yanıtına yaklaşmaktadır. Yerin impüls tepkisi Green fonksiyonu olarak bilinir. (1.1) bağıntısındaki $P_j(t)$ ' yi hesaplayamıyorsak, onun yerine çok küçük bir deprem sismogramının $R_j(t)$ ve $I_j(t)$ ' nin tersevriştirilmiş biçimi Green fonksiyonu olarak alınabilir. Sismik literatürde buna " Ampirik Green Fonksiyonu " adı verilir. (Hartzell (1978), Kanamori (1979), Hadley ve Helmberger (1980), Heaton (1982))

İlk kez Hartzell(1978), küçük artsarsıntıların Ampirik Green fonksiyonu olarak ifade edilebileceğini düşünerek, 1940 Imperial Vadisi depreminin artsarsıntıları üzerinde yöntemi uygulamış, kaynak zaman fonksiyonlarını elde etmiş ve bunlarla yapay sismogram üreterek uyumu göstermiştir. Yine, Li ve Thurber(1988), Kilauea Volkanı, Hawaii' deki mikrodepremleri kullanarak, dekonvolüsyon yöntemi ile kaynak zaman fonksiyonunu bulmuş ve bu fonksiyonun zaman ortamı analizini yapmak suretiyle, yırtılma yönü, puls genişliği, yükselme zamanı gibi özellikleri belirlemiştir. Bunun dışında Hadley ve Helmberger(1980), Heaton(1982) tarafından gerçekleştirilen çalışmalarla, yöntemin artsarsıntı sismogramlarının kaynak-zaman fonksiyonlarının belirlenmesinde oldukça

kullanışlı olduğu kanıtlanmıştır. İstasyonların iyi bir dağılım içinde bulunmaları durumunda kaynak zaman fonksiyonu bilgisi yanında, yırtılma yönü ve hız bilgileri de elde edilebilir.

Bu yöntemin uygulanabilmesi için, yüzey hareketini modellemek istediğimiz ana olayın fay düzlemi üzerindeki artsarsıntı kayıtlarına ihtiyaç bulunmaktadır. Yöntemin uygulanması sırasında, küçük depremlerin basit bir kaynağa sahip olduğu varsayımı yapılarak bunların sismogramları " Ampirik Green Fonksiyonu " olarak düşünülür. Yine, ana sarsıntının fay düzlemi, nokta kaynakların dağılımı ile temsil edilmektedir. Uygulamaya dahil edilen artsarsıntılar nokta kaynak kriterini öngörebilecek kadar küçük, fakat yerin tepkisini ortaya çıkarabilecek kadar da büyük olmalıdır.

Dekonvolüsyon yöntemi, ampirik Green fonksiyonunun hesaplanması hakkında herhangi bir varsayım gerektirmez. Bundan dolayı, yukarıda bahsedilen özelliklere dikkat edilerek Green fonksiyonu iyi belirlenebilirse, kaynak, yayılma ortamı, alıcı ortamı ve aletle ilgili ayrıntılar hakkında bir yaklaşım yapmaya gerek kalmaksızın (Yalnızca bunların kullanılan deprem çiftleri için aynı olması gereklidir) kaynak zaman fonksiyonu belirlenebilir. Bu özellik, yaklaşık yer modeli tepkisinin hesaplanmasındaki birtakım güçlükleri ortadan kaldırır ve gerçek yer modelinin etkisi hesaplara doğrudan katılarak işlemler gerçekleştirilir. Bunun dışında, yöntemin uygulaması için odak mekanizma çözümünün bilinmesine de gerek yoktur.

Yöntem en doğru sonucu, ampirik Green fonksiyonunun kaynağı delta fonksiyonuna uygun olduğunda vermektedir.

Bu çalışma, 13 Mart 1992 Erzincan Depreminden sonra bölgede İTÜ-IPG (Institut De Physique du Globe) işbirliği ile kurulan 9 tane telemetrik istasyonun, 26.3.1992 - 28.4.1992 tarihleri arasında kaydettiği art sarsıntıları, Dekonvolüsyon Yöntemi ile inceleyerek, Kaynak zaman fonksiyonunu belirlemek amacına yöneliktir. Bu teknik gereğince, küçük depremlerin P dalga sismogramları Ampirik Green fonksiyonu olarak kullanılmış ve büyük depremin düşey bileşen sismogramlarından dekonvolüsyon ile ayrılmıştır. Elde edilen kaynak zaman fonksiyonları ile ;

- . Yükselme zamanı
- . Duraylılık zamanı

belirlenmeye çalışılmıştır.

Bölüm II' de, Kaynak zaman fonksiyonu tanıtılmış ve kinematik ve dinamik parametreler liste halinde kısa tanımlarla verilmiştir. Bu bölümde ayrıca kaynak türlerinden kısaca söz edilmiştir.

Bölüm III' de, küçük manyitüdlü depremlerin Green fonksiyonu olarak nasıl ifade edildikleri anlatılıp, bunu kullanarak uygulanan dekonvolüsyon yönteminin temel ilkeleri verilmiştir. Yine, bu bölüm içinde yöntemin avantaj ve dezavantajları tartışılmıştır.

Bölüm IV' de, Erzincan çevresinin jeolojisi hakkında bilgi verildikten sonra, 13 Mart 1992 Erzincan depremi, bu depremde elde edilen artsarsıntı kayıtları, kullanılan program ve yapılan işlemler anlatılıp elde edilen veriler yorumlanmıştır. Bu bölümün devamında sonuçlar ve öneriler yer almaktadır.



BÖLÜM 2. KAYNAK ZAMAN FONKSİYONU TANIMLAMALARI

2.1 KAYNAK - ZAMAN FONKSİYONU

Sismogramdaki dalga biçimini etkileyen parametreleri üç grup altında toplamak mümkündür (Eyidoğan, 1984). Bunlar ;

- 1-) Kaynak
 - . Kaynak zaman fonksiyonu
 - . Sismik moment
 - . Kaynağın boyutları
 - . Deprem odak mekanizması
- 2-) Ortam
 - . Ortamın katmanlı yapısı
 - . Yoğunluk ve hız dağılımı
 - . Soğurma etkisi
- 3-) Kayıt Aleti
 - . Kayıt sisteminin transfer fonksiyonu

Bir depremi en basit anlamda tanımlayabilmek için oluş zamanı, odak derinliği, episantırın enlem ve boyları ve büyüklük gibi değişkenler yeterlidir. Ancak, kuramsal çalışmaların artmasıyla deprem olayını tanımlayan değişkenlerin sayısı da artmıştır. Kuramsal çalışmalar, Reid(1910) ' un ilk olarak sığ bir depremin oluşturduğu faylanma olayının fiziksel tanımlamasını yapmasıyla başlamıştır. Günümüzde bu çalışmalar " Kinematik " ve " Dinamik " yaklaşım adları altında toplanmaktadır. Kinematik çalışmalarda, fay düzlemi üzerindeki kayma zamana göre tanımlanır. Dinamik çalışmalarda ise fay düzlemi üzerindeki gerilme düzeni tanımlanır. Bu çalışmalarda amaç, sismogramlardan kaynağa ait bilgiyi elde etmektir. (Bu fonksiyonun önemi, ilerleyen bölümlerde Dislokasyon tanımlamasının içinde ayrıntılı olarak incelenecektir). Yapılan çalışmaların çoğunda ya ortam, kayıtcı fonksiyonu ve varsayılan bir kaynak fonksiyonu evriştirilip gözlemsel verilerle karşılaştırılır yada sismogram üzerinden ortam ve kayıtcı etkileri giderilerek kaynak zaman fonksiyonu elde edilmeye çalışılır.

Çalışmaların kapsamlarının artmasıyla, deprem kaynakları, sayısı giderek artmış olan Deprem Kaynak Parametreleri ile tanımlanmaya başlamıştır. Duda(1978), depremi birçok yönüyle tanımlayan kaynak parametrelerini şu şekilde özetlemiştir.

2.1.1 KİNEMATİK PARAMETRELER

. FAY UZUNLUĞU : Deprem süresince oluşan faylanmanın yatay yöndeki en büyük uzanımıdır. " cm " veya diğer uzunluk birimlerinden herhangi biri ile ölçülür.

. **FAY GENİŞLİĞİ** : Deprem süresince oluşan faylanmanın eğimi yönündeki en büyük uzanımıdır. " cm " veya diğer uzunluk birimlerinden herhangi biri ile ölçülür.

. **FAY DÜZLEMİ ALANI** : Fayın uzunluğu ile genişliğinin çarpımına eşittir. " cm^2 " ile ölçülür. Eğer düzlem dikdörtgen değilse gerçekte faylanmış alan daha küçük olabilir.

. **FAYLANMA DOĞRULTUSU**

. **DEPREM HACMİ** : Faylanma düzlemi çevresinde, yamulma değerinin kritik değeri aştığı hacimdir. " cm^3 " veya ilgili başka bir birimle verilir.

2.1.2 DİNAMİK PARAMETRELER

. **DEPREM ENERJİSİ** : Deprem süresince diğer enerjilere dönüşen potansiyel enerjidir. " $\text{g.cm}^2 / \text{sn}^2$ " = " erg " veya diğer enerji birimleriyle ölçülür.

. **SİSMİK ENERJİ** : Deprem odağından sismik dalgalar şeklinde yayılan enerjidir. " $\text{g.cm}^2 / \text{sn}^2$ " = " erg " veya diğer enerji birimleriyle ölçülür.

. **SİSMİK YETERLİLİK** : Sismik enerjinin deprem enerjisine oranıdır. Genel olarak < 1 ' dir.

. FAYLANMA SÜRESİ (Toplam Yırtılma Zamanı) : Fay düzlemi boyunca faylanmanın oluşması için geçen toplam süredir. " sn " ile ölçülür.

. YÜKSELME ZAMANI : Fay düzlemi üzerindeki bir noktada faylanmanın oluşma süresidir. " sn " ile ölçülür.

. YIRTILMA HIZI : Fay düzlemi üzerinde belirli bir doğrultuda yayılan yırtılma cephesinin yayılma hızıdır. " cm / sn " ile ölçülür.

. DEPREM BÜYÜKLÜĞÜ : Manyitüd

. GERİLME DÜŞÜMÜ : Deprem hareketinden önce ve sonra fay düzlemindeki ortalama gerilmeler arasındaki farktır. " g / cm.sn² " = " dyn / cm² " , bar(=10⁶ dyn / cm² " veya diğer gerilme birimleriyle ölçülür. Sismik moment ve kaynak boyutu biliniyorsa gerilme düşümü hesaplanabilir. Gerilme düşümü ;

$$\Delta \sigma = \eta \mu \frac{U_{\max}}{W} \quad (2.1.1)$$

$U_{\max}$: En büyük bağıl yerdeğiştirme

W : Fay düzlemi genişliği

μ : Rijitlik

η : Fayın şekline bağlı 0.5 - 2 arasında bir değerdir. Doğrultu atımlı faylarda 0.5, eğim atımlı faylarda 3/4 civarındadır.

. ETKİN GERİLME : Fay düzlemi üzerindeki bir noktada, faylanmadan hemen önceki gerilme ile bu düzlem üzerindeki harekete karşı koyan sürtünme gerilmesi arasındaki farktır. " g / cm.sn² = dyn / cm² " cinsinden ölçülür.

. SİSMİK MOMENT : Faylanma hareketine eşdeğer bir nokta kaynağın momentidir. " g.cm²/sn² " ile ölçülür.

$$M_0 = \mu \bar{U} S \quad (2.1.2)$$

U : Fay düzlemi üzerinde ortalama bağıl yerdeğiştirme
= (3/4). U_{max}

S : Fay düzleminin alanı = L * W

L : Fay uzunluğu

W : Fay genişliği = L / 3

Sismik moment, P ve S dalgalarının spektrumundan da hesaplanabilir. Bu değer dalgaların spektrumuna bağlı olduğundan sismik moment ile manyitüd arasında ilişki kurulabilir.

Bu parametrelerin duyarlı olarak saptanabilmesi değişik sismolojik yöntem ve verilerin kullanılmasıyla mümkündür.

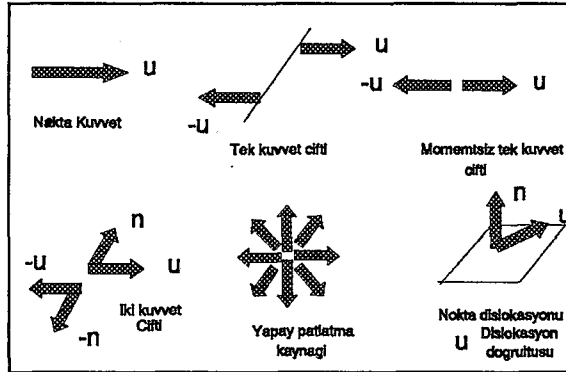
2.2 KAYNAK TÜRLERİ

Çeşitli kuvvet sistemleri için, sismik dalgaların ilk hareketindeki genlik değerlerinin azimutal olarak değişimi ilk kez ayrıntılı olarak Honda(1962) tarafından incelenmiştir. İzleyen yıllarda, araştırmacılar deprem kaynağındaki kuvvetin biçimini incelemeye yönelmişlerdir. Deprem kaynaklarını şu şekillerde sınıflamak mümkündür.

2.2.1 NOKTA KAYNAK

İlk kez Nakano(1923), deprem kaynağına eşdeğer bir nokta kuvvet sistemi düşünerek matematiksel olarak ilk hareket verilerini açıklamaya çalışmıştır. Byerly(1926) bunu uygulayarak depremlerin odak mekanizmalarını belirlemeye çalışmıştır.

Bu kaynak modeli, gözlenen sismik dalga periyodu, kaynaktaki olayın süresinden daha büyükse geçerli olmaktadır. Deprem kaynağını temsil edebilecek değişik nokta kaynak kuvvet sistemleri şu şekillerde olabilir.



Şekil 2.2.1 Olası nokta kaynak şekilleri(Takeuchi ve Saito, 1972)

P ve S dalgalarının yayılım özellikleri incelendikçe, önceleri tek kuvvet çifti olarak kabul edilen nokta kaynak modelleri, sonradan çift kuvvet çifti ile modellenmiştir. Nokta kaynak üzerine yapılan çalışmalar Honda(1957), Stauder(1962), White(1965)' dan elde edilebilir.

2.2.2 DİSLOKASYON VE BOYUTLU KAYNAKLAR

Belirli bir kuvvet sisteminin etkisi altında bulunan ortamın bir yüzey boyunca kesilip, yüzeyin iki yanında kalan malzemelerin birbirine göre yerdeğiştirip yeniden kilitlenmesi olayına " DİSLOKASYON " denir. (Canitez,1973)

Reid(1910), " Esnek Serbestlenme Kuramı " nı ortaya attıktan sonra, deprem kaynaklarının dislokasyon olayına eşdeğerliği düşünülmeye başlanmıştır.

Orijinde yer alan bir A dislokasyonundan türeyen P dalgasına ilişkin yerdeğiştirme ;

$$U_{\underline{c}}(\vec{x}, t) = \frac{R_{\underline{c}} \mu}{4 \pi \rho c^3 r_0} \iint_A \dot{D}(\xi, \frac{t-r}{c}) dA \quad (2.2.1)$$

bağıntısı ile verilir. Bu bağıntıda;

A : Dislokasyon yüzeyi

ξ : A üzerinde bir nokta

- $\vec{x}$: Gözlem noktası
 t : Zaman
 r : $r = |\vec{x} - \vec{\xi}|$
 r_o : r ' nin ortalaması
 $\dot{D}(\vec{\xi}, t)$: Göreceli kayma hızı
 R_c : Yayınım örüntüsü
 ρ : Yoğunluk
 μ : Rijitlik
 c : Cisim dalga hızı

Kaynak bölgesi küçükse, r/c seyahat zamanı r_o/c şeklinde ortalama olarak verilebilir. Bu durumda dalga şekli;

$$U_c(\vec{x}, t) = \frac{R_c}{4\pi\rho c^3 r_o} S\left(t - \frac{r_o}{c}\right) \quad (2.2.2)$$

bağıntısı ile verilir. Burada;

$S(t)$: Kaynak-Zaman fonksiyonu

$$S(t) = \mu \int \int_A \dot{D}(\vec{\xi}, t) dA \quad (2.2.3)$$

şeklinde ifade edilebilir.

$\dot{t}(\xi)$, ξ noktasına varış zamanı olsun. Bu durumda dislokasyon fonksiyonu;

$$D(\vec{\xi}, t) = D(t - \dot{t}(\xi)) \quad (2.2.4)$$

olarak verilebilir.

$$dA = \left(\frac{dA}{dt} \right) dt \quad (2.2.5)$$

tanımı yapılarak

$$S(t) = \mu \int_0^{\infty} \dot{D}(t - \dot{t}) \dot{A}(\dot{t}) d\dot{t} \quad (2.2.6)$$

yazılabilir. Burada " . " zaman türevini göstermektedir.

Buna göre kaynak zaman fonksiyonu, dislokasyon hızı ve fay alanı yayılma oranının evrişimini göstermektedir.

(2.2.1) bağıntısında ;

$(4 \pi \rho c^3 r_0)^{-1}$: Bütün doğrultularda sabittir ve genliğin $1/r$ ile

azaldığını gösterir.

R_c

:Geometrik faktördür. Bu faktör, fay düzleminin geometrik konumu, dislokasyon doğrultusu, kaynak-istasyon doğrultusu ve elastik parametreler tarafından kontrol edilir.

$$\iint_A \dot{D}(\vec{\xi}, \frac{t-r}{c}) dA$$

:Dalga şeklini belirler. Dalga şekli Dislokasyon

fonksiyonunun zamana göre türevi ile orantılıdır.

Dislokasyon zaman fonksiyonunun önceden tasarlandığı dislokasyon modellerinde, kaymanın fayın her noktasında aynı olduğu varsayılır. Bu tür kaynaklara , Haskell(1964)' in dikdörtgen biçimli dislokasyonu, Vvedenskaya(1956), Savage(1966)' in dairesel dislokasyonları örnek olarak verilebilir.

Deprem kaynağındaki olayın, yerin ve zamanın fonksiyonu olan değişkenlerle tanımlandığı kaynaklar " Boyutlu Kaynaklar " olarak tanımlanır. Boyutlu kaynağa, sonlu bir bölgede, aynı anda harekete geçen birçok nokta dislokasyon kaynağın toplamı olarak bakılabilir. Bu tanımlama, zamandan bağımsız davranan bir dislokasyon için geçerli olur. Boyutlu kaynak, bir nokta kaynaktan dolayı meydana gelen etkinin zamanın ve uzayın fonksiyonu olarak tümelenmesi olarak da tanımlanabilir.

Bir deprem kaynağının, nokta kaynak yada boyutlu kaynak olup olmadığına karar vermede etkili olan parametreler, kaynağın büyüklüğü, kaynak-istasyon arası uzaklık, gözlenen kayıttın frekans içerikleri şeklinde sıralanabilir. Bunların dışında, dislokasyon olayını tanımlamak için yapılan değişik yaklaşımlar yırtılmanın başlaması, yayılması ve durması gibi değişkenleri de ortaya çıkarmıştır. (Aki ve Richards,1979)

2.2.3 ÇOĞUL KAYNAK

Değişik gözlemler sonucu, faylanma olayının yalın olabileceği gibi çoğul faylanmalarında olabileceği ortaya çıkmıştır. Birçok depremin karmaşık ve çoğul faylanma nitelikli olduğu Wyss ve Brune(1967), Hanks(1974), Wu ve Kanamori(1975), Kanamori(1977), Kikuchi ve Kanamori(1982), Eyidoğan(1984) tarafından gösterilmiştir. Kaynak zaman fonksiyonundaki karmaşıklık fay zonundaki olayların karmaşıklığını yansıtır. Çoğul faylanmayı oluşturan karmaşık kaynağın nedeni olarak iki etkinin var olduğu düşünülmektedir. Bunlar; faylanma bölgesinde yer alan Pürüzler (Asperity) ve Engeller (Barrier) ' dir.

. PÜRÜZLER (ASPERITY) : Faylanma bölgesindeki tektonik gerilmenin, sürtünme gerilmesinin yada her ikisinin oluşturduğu tekdüze olmayan gerilme düşümüdür. Bunların oluşturduğu faylanma modelleri " Pürüz Modelleri " olarak adlandırılır.

. ENGELLER (BARRIER) : Faylanma düzlemi üzerinde yer alan kırılması güç engellerdir. Bunların oluşturduğu faylanma modelleri " Engel Modelleri " olarak adlandırılır. Faylanma düzlemi üzerinde bulunan

bu engellerin boyutu, ya engeli oluşturan olayın genişliği yada engelin gücünün büyüklüğü ile gösterilebilir. (Das ve Aki, 1977)

Kırılma cephesi ile engel karşılaştığında, engelin gücünün ortamdaki tektonik gerilmeye olan oranına bağlı olarak kırılmanın ucu ile engel şu üç biçimde davranabilir;

1. Tektonik gerilme büyük ise engel, kırık ucu geçerken yırtılır.
2. Tektonik gerilme küçük ise kırık ucu engeli atlayarak geçer
3. Tektonik gerilme orta büyüklükte ise, kırılmanın ucu geçerken engel kırılmaz, daha sonra dinamik gerilmenin artması nedeniyle kırılır.

Bu davranışların farklılığına göre, kayma fonksiyonunda ve dalga biçimlerinde değişiklikler görülür.

2.2.4 DÜZGÜN YAYILAN DİSLOKASYON KAYNAĞI

Deprem modellemesinin Kinematik ve Dinamik modelleme olarak iki grup altında toplanabileceğini söylemiştik; Kinematik modellemede önce, dislokasyon büyüklüğü ve zamana göre fonksiyonu, faylanma yüzeyinin biçimi ve üzerindeki yırtılmanın hızı, faylanmanın boyu tanımlanır. Sonra, Green fonksiyonları ile dislokasyonun neden olduğu yerdeğiştirme herhangi bir noktada saptanır. Bu çalışmalar, değişik türde nokta kuvvet biçimleri, kaynak yapıları, yırtılma hızları ve nokta kaynak dislokasyon zaman fonksiyonları için pekçok araştırmacı tarafından gerçekleştirilmiştir.

Bunlara örnek olarak, Haskell(1964), Helmberger(1974), Langston ve Helmberger(1964) verilebilir.

Dinamik modellemede, kaynak bölgesinde biriken gerilmenin kayaçların dayanma gücünü aşarak oluşturduğu yırtılma başlangıcı ve yayılması incelenir. Bu konuda çalışmalar, Madariaga(1979), Das ve Aki(1977), Boatwright(1980) tarafından gerçekleştirilmiştir.

Kaynak fonksiyonu olarak önerilen değişik modeller aşağıda verilmiştir.

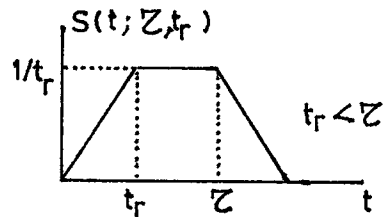
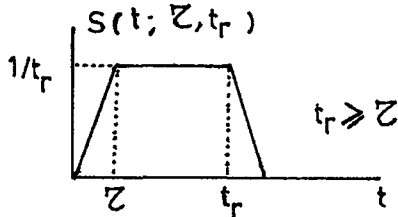
Haskell(1964) nokta dislokasyon kaynak fonksiyonu olarak yükselme zamanı " τ " olan ,

$$U(t) = \begin{cases} 0 & t < 0 \\ \bar{U} \cdot \frac{t}{\tau} & 0 \leq t \leq \tau \\ \bar{U} & \tau > 0 \end{cases} \quad (2.2.9)$$

şeklinde bir Ramp fonksiyonu önermiştir.

τ : Yükselme zamanı

t_r : Yırtılma zamanı



Şekil 2.2.2 Ramp fonksiyonu. Bu fonksiyon en çok kullanılan dislokasyon fonksiyonudur.

. Haskell(1964)' in önerdiği diğer bir fonksiyon;

$$U(t)=\begin{cases} 0 & t<0 \\ 1-\exp(-\frac{t}{\tau}) & t\geq 0 \end{cases} \quad (2.2.10)$$

şeklindedir.

. Brune(1970), nokta dislokasyon fonksiyonu olarak;

$$U(t)=\begin{cases} 0 & t\leq 0 \\ \frac{1}{2}(1-\cos\frac{\pi t}{2}) & 0\leq t\leq \tau \\ 1 & t\geq \tau \end{cases} \quad (2.2.11)$$

şeklinde kosinüs fonksiyonu kullanmıştır.

BÖLÜM 3. KAYNAK ZAMAN FONKSİYONUNUN BELİRLENMESİ

3.1 GREEN FONKSİYONU OLARAK KÜÇÜK MANYİTÜDLÜ DEPREMLER

Deprem mekanizmalarının anlaşılması için yapılan çalışmalardan en çok kullanılanı, yapay sismogram hesaplayarak bunu gerçek veri ile karşılaştırmaktır. Sismogram hesaplaması sırasında karşılaşılan iki temel problem bulunmaktadır. Bunlar ;

- . Kaynağın tanımlanması
 - . Yerin tepkisinin hesaplanması
- şeklinde sıralanabilir.

Yerin tepkisinin hesaplanması, tipik olarak homojen tabakaların kompozisyonundan oluşan model yaklaşımıyla yapılır. Bu basit model ile Reflektivite Yöntemi (Fuchs ve Müller, 1971) ve Genelleştirilmiş Işın yöntemi (Helmberger, 1968) gibi yöntemler kullanılabilir. Ancak eğer yerin tabakalı yapısı bilinmiyorsa bu hesaplama yöntemleri ile tam doğru sonuçlar elde edilemez.

Aynı güçlükler kaynak fonksiyonunun tanımlanmasında da söz konusudur. Bunun için sismogram kayıtlarının doğrudan kullanıldığı bir yöntem geliştirilmiştir.

Green Fonksiyonu tekniği, homojen olmayan dalga eşitliği gibi diferansiyel eşitliklerin cözölmesinde geniş olarak kullanılır. Green fonksiyonu fiziksel olarak diferansiyel eşitliğin, impöls fonksiyonu ile temsil edilebilecek bir dış kuvvete karşı gösterdiği tepkidir. Küçük artsarsıntı sismogramlarının Green fonksiyonu olarak ifade edilmesi fikri Hartzell(1978) tarafından ortaya atılmıştır. Hartzell, bu sismogramları, karmaşık depremlerin, kuvvetli yer hareketi sismogramlarının sentezini yapmak üzere Ampirik Green Fonksiyonu olarak kullanmıştır. Kanamori(1979), Hadley ve Helmberger(1980), Heaton(1982) teorik ve ampirik Green fonksiyonu kullanarak sismogram sentezine örnekler vermişlerdir.

Kaynak zaman fonksiyonunun izolasyonu ile ilgili calışmalar, Boatwright(1980), Kikuchi ve Kanamori(1983), Mueller(1985), Frankel ve diğ.(1986) tarafından gercekleştirilmiştir.

Ampirik Green fonksiyonu ile yapılan calışmalar giderek yaygınlaşmaktadır. Kaynak zaman fonksiyonunun belirlenmesi dışında, Hartzell(1992) ve Somerville ve diğ.(1991) , artsarsıntıları ampirik Green fonksiyonu olarak kabul etmek suretiyle sırasıyla yakın kaynak yerdeğiştirme hareketlerinin ve ivme değişikliklerinin simölasyonu calışmaları yapmışlardır. Yine, Hough ve diğ.(1991), bu yöntemi kullanarak kaynak özellikleriyle birlikte soğurulmayı belirlemeye calışmışlardır. Hutchings(1991), bu teknik ile sismogram sentezi yaparak deprem tehlikesi için önceden kestirme yapılabilirmi konusunda araştırmalar yapmıştır. Xie ve diğ(1991), ana şok için yırtılma olayını modellemeye calışmıştır.

3.2 DEKONVOLÜSYON YÖNTEMİ

Deprem sismolojisinde dekonvolüsyon yöntemi, cisim dalga şekli araştırmalarında iki alanda kullanılmaktadır.

1. Üst manto veya kabuk yapısı, telesismik dalga şekillerinden yararlanarak, birbirinden bağımsız olarak belirlenmiş kaynak dalgalarının dekonvolüsyonu ile elde edilir.

2. Büyük depremlerin kaynak zaman fonksiyonları, basit teorik Green fonksiyonlarının dekonvolüsyonu ile izole edilebilir.

Küçük artsarsıntı sismogramlarını Green fonksiyonu olarak kabul etmek suretiyle gerçekleştirilen dekonvolüsyon yönteminin uygulaması sırasında yapılan varsayımları şu şekilde sıralamak mümkündür.

. Küçük depremlerin basit bir kaynağa sahip olduğu varsayımı yapılarak, sismogramları Ampirik Green fonksiyonu olarak düşünülür. Kullanımı kolay bir Green fonksiyonu basit bir depremden dolayı kaydedilen sismogramdır ki bu sismogram kayıt aleti etkisini, yayılma ve alıcı ortamı etkilerini içermektedir.

. Ana şokun fay düzlemi, nokta kaynakların dağılımı ile temsil edilmektedir.

. Artsarsıntılar, ana şok ile aynı odak mekanizmasına sahip olduğu varsayımı yapılır. Bunun doğruluğu için bir garanti

bulunmamaktadır. Gerçekte de, tektonik gerilme ve jeolojiden dolayı fayın doğrultusu ve eğimi, fayın yırtılma düzlemi boyunca değişiklik gösterebilir.

Bu yöntem için, yüzey hareketini modellemek istediğimiz ana olayın fay düzlemi üzerindeki kaynaklardan dolayı meydana gelmiş artsarsıntı kayıtlarına ihtiyaç duyulmaktadır. Yöntemin uygulaması ve verilerin ayıklanması sırasında şu hususlara dikkat etmek gereklidir.

. Kullanılan artsarsıntılar fay düzlemi üzerinde iyi dağılmış olmalıdır.

. i. artsarsıntıdan dolayı meydana gelen yer hareketi u_p , ana şokun kaydedildiği istasyonda kaydedilmiş olmalıdır.

. Artsarsıntılar nokta kaynak kriterini yaklaşık olarak yerine getirebilecek kadar küçük, fakat yerin tepkisini ortaya çıkarabilecek kadar da büyük yani gürültü seviyesinin üstünde olmalıdır.

. Faylanma geniş bir alanda ise ve artsarsıntılar farklı bölgelerde odaklanmışsa tek bir Green fonksiyonu kullanmak yerine, ortam için farklı Green fonksiyonlarının kullanılması uygun olabilir.

. Büyük ve küçük olayın ilk hareket yönleri ve dalga şekilleri aynı olmalı ve genlikleri kesilmemiş olmalıdır.

. Dekonvolüsyon duraysız bir işlemdir. Ampirik Green fonksiyonu olarak belirlenen ve kaynağının impuls olduğu düşünülen, küçük manyitüdlü sismogramın Fourier dönüşümü alındığında elde edilen

değerler sıfıra yakınsa, bu ifade payda da yer aldığından işlem duraysızlaşır. İşlemdeki bu duraysızlığı önlemek için Helmberger ve Wiggins(1971) bölen olayın spektral genliklerini belli bir değer altına düşürmeyecek bir parametre kullanmıştır. Araştırmacılar bu parametreyi " Waterlevel " olarak isimlendirmiştir. Bu parametre bizim çalışmamızda 0.001' dir.

Bu kriterler belli yer modellerine ve depremlere bağlı olduklarından dolayı sınıflama yapmak oldukça güçtür.

Artsarsıntı (u_j)' nin verilen nokta kaynağa yakın yer hareketi nokta kaynak yanıttıymış gibi kullanılır. Bundan sonra ana şok' un yer hareketi U , u_j ' nin ağırlıklandırılmış ve faz geciktirilmiş ardışık toplamı olarak yaklaşık biçimde belirlenir.

$$U(t) = \sum_{i=0}^n \{ u_i(t) * Q_i(t) \} . H(t - \tau_i) \quad (3.2.1)$$

$$u_i(t) = S_i(t) * P_i(t) * R_i(t) * I_i(t) \quad (3.2.2)$$

Bu eşitlikler fay düzlemi üzerindeki n tane nokta kaynak için gerçekleştirilir.

Q_j : Ölçekleme faktörü

H : Birim step fonksiyonu

τ : Faz gecikme terimi. (bu terim, hem kaynaktan alıcıya kadar olan

seyahat zamanından dolayı olan gecikmeyi hemde yırtılmanın yayılmasından dolayı olan gecikmeyi içermektedir.)

- S_i : Kaynak fonksiyonu
 P_i : Yerin impuls tepkisi
 R_i : Yayınım örüntüsü
 I_i : Alet tepkisi

Artsarsıntılarının yer hareketi, S_i, M_i, R_i ve I_i' nin etkilerini içermektedir. Küçük depremler, büyük deprem ile aynı istasyonda kaydedilmiş olduğundan I_i sabittir.

Genelde artsarsıntının yer hareketi u_i , ana şokun yer hareketini modellerken ölçeklenir. Bu 3.2.1. eşitliğindeki Q_i faktörü ile gerçekleştirilebilir. Gecikme zamanı τ_i , yırtılma hızı ve yönünün fonksiyonu olduğu kadar, yırtılmanın başladığı noktanın ve alıcıya gelene kadar geçen sürenin de fonksiyonudur. Büyük yırtılmalar için yırtılma hızı, yönü ve başlangıç noktasına ait bilgiler genel olarak sağlanabilir. Bundan sonra τ_i' nin değeri modelleme işlemleri sırasında değerlendirilip yeniden belirlenebilir.

$U(t)$: Büyük deprem için gözlemsel sismogram ise, bu sismogram

$$U(t) = S(t) * P(t) * R(t) * I(t) \quad (3.2.3)$$

şeklinde fonksiyonların evrişimi olarak ifade edilebilir.

$u(t)$: Küçük deprem için gözlemsel sismogram ise, küçük depremin kaynak zaman fonksiyonu delta fonksiyonu olarak kabul edildiğinde bu sismogramı Ampirik Green fonksiyonu olarak ifade etmek mümkündür.

$$u(t)=G(t)= \delta(t) * P(t) * R(t) * I(t) \quad (3.2.4)$$

Odak mekanizmalarının aynı olduğu kabulleri yapılarak (3.2.3) ve (3.2.4) eşitliklerinin Fourier dönüşümleri alınırsa;

$$U(W)= S(W) .P(W) .R(W) .I(W) \quad (3.2.5)$$

$$G(W)= \delta(W) .P(W).R(W).I(W) \quad (3.2.6)$$

elde edilir. Dekonvolüsyon tekniğine göre $S(W)$ kaynak zaman fonksiyonu $U(w) / G(W)$ şeklinde spektral bölme yapılarak elde edilir;

$$\frac{U(W)}{G(W)} = \frac{S(W) .P(W) .R(W).I(W)}{\delta(W) .P(W) .R(W).I(W)} \quad (3.2.7)$$

$$\frac{U(W)}{G(W)} = S(W) \quad (3.2.8)$$

Böylelikle yayılma ortamının ve aletin büyük depremin sismogramı üzerindeki etkileri tamamen giderilmiş olur. $S(W)$ ' nin ters Fourier dönüşümü alınarak büyük depreme ait kaynak zaman fonksiyonu $S(t)$ elde edilir.

3.2.1 YÖNTEMİN AVANTAJLARI

. Yöntem Ampirik Green fonksiyonu hakkında herhangi bir varsayım gerektirmez.

. Green fonksiyonu iyi belirlenirse, kaynak, yayılma ortamı, alıcı ortamı veya aletle ilgili ayrıntılar hakkında herhangi bir yaklaşım yapmaya gerek yoktur. Yalnızca bunların kullanılan depremler için aynı olması gerekmektedir.

. Karmaşık spektrumların bölümü suretiyle dekonvolüsyon gerçekleştirilmiş olur. Bu sonuç, Green fonksiyonu olarak ifade edilen olayın sismik momenti cinsinden görünür kaynak zaman fonksiyonunu verir.

. Yöntem için, gerçek odak mekanizma çözümünün bilinmesine gerek yoktur.

. Yöntemin kullanımıyla, yaklaşık yer modeli tepkisinin hesaplanmasındaki sayısal güçlüklerin önüne geçmek mümkündür. Ayrıca, işlemler gerçek yer modelinin etkisi hesaba katılarak gerçekleştirilmektedir.

. Yöntem yerdeğiştirme sismogramlarının kullanılmasını gerektirmez, ancak bu sismogram dekonvolüsyon sonucu ile karşılaştırmayı kolaylaştırır.

3.2.2 YÖNTEMİN DEZAVANTAJLARI

. Dekonvolüsyon sonucunun doğru yorumu, Ampirik Green fonksiyonu kaynağının köşe frekansının altındaki frekanslarda mümkündür. Çünkü, Green fonksiyonu kaynağı, delta fonksiyonuna yalnızca köşe frekansından daha küçük frekanslarda yaklaşır.

. Yöntem en doğru sonucu çalışılan depremler birbirinden büyüklük olarak yeterince farklıysa vermektedir.

. Eğer büyük deprem kaynağı önemli bir yönsemeye sahipse ve lokal olarak kaydedilen sismogram önemli derecede yansıma enerjisi içeriyorsa yöntem doğru çalışmayabilir.(Mueller, 1985)

BÖLÜM 4. JEOLJİK VERİLER

4.1 ERZİNCAN ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ

Erzincan ve çevresi, Türkiyenin jeolojik açıdan en karmaşık bölgelerinden biridir. Bölge bu yapısını Mesozoyik başından Tersiyer ortasına kadar süren farklı okyanus açılma ve kapanma dönemlerinde kazanmıştır. Günümüzde, farklı suture kuşaklarının birbirine kavuştuğu bir jeolojik düğümün üzerinde bulunan Erzincan'ın jeolojisi, şehrin içerisinde bulunan ovanın açılmasına neden olan, genç yanal atımlı fayların etkisiyle daha da karmaşık hale gelmiştir. Erzincan ovası tabanı yaklaşık 25, tavanı yaklaşık 50 km uzunluğunda bir yamuk şeklindedir ve bölgedeki yanal atımlı fayların ortaklaşa etkisiyle gelişmiş bir "PULL-APART (çek ayır)" havzadır.

Ovanın kuzey ve güneyinde farklı jeolojik birimler yer almaktadır. Kuzey alanlarda bölgenin görülür temelinde, ofiyolitik ve metamorfik kayalar vardır. Ofiyolitler serpantin, serpantinleşmiş peridotitler ve daha seyrek olarak da mafik kayalarla temsil edilir. Bunlar düşük dereceli metamorfik kayalarla birlikte dilimlenmişlerdir (Tüysüz, 1992).

Bu temel, ofiyolit ve metamorfik çakıllı bir taban konglomerası ile başlayan bir istif tabanı ile örtülür. Bu istifin tabanındaki kumtaşı ve konglomeranın üstünde açısız bir uyumsuzlukla alt kretase yaşlı sığ

denizel kireçtaşları bulunur. Bunlar ise daha üstteki ince tabakalı mikritik derin denizel alt kretase yaşlı çörtlü kireçtaşlarına geçerler. Bu çökel istif gerek doğu karadeniz bölgesinde gerekse Tokat masifinde görülen yeşil çökellerin eşdeğeri ve pasif bir kıta kenarının gelişimini göstermektedir. İstif kuzeyde Çimendağ Napı olarak bilinen üst kretase ofiyolitik melanji tarafından bir şaryajla örtülmektedir.

Erzincan ovasının güneyinde görülür en alt birim olasılıkla allokton birkaç birimden oluşan bir karbonat istifidir. Bu istifin üzerinde uyumlu olarak duran Üst Kampaniyen yaşlı pelajik mikritik kireçtaşları vardır. Munzur karbonatları adıyla bilinen ve Toros kuşağına ait olan bu karbonatlar Turoniyende hızla derinleşen bir karbonat platformunun varlığını belirtmektedir. Bu birimler üzerine ofiyolitler yerleşmiştir. Böylece ofiyolit blokları derin denizel çökeller gelişmiştir.

Kuzey alanlarda Eosen, güneyde ise Paleosen ve Eosen yaşlı sığ denizel kırıntılar bu farklı kayaları ortaklaşa örtmektedirler. Alt miyosen ise tüm bu birimleri diskordan olarak örten çok sığ denizel ve zaman zaman da karasal kırıntılı, karbonat ve evaporitlerden oluşur.

Alt Miyosen'e kadar yaştaki kayalar Erzincan çevresinin paleotektonik dönemdeki evrimini yansıtmaktadırlar. Kuzey alanların temelinde bulunan ofiyolitik ve metamorfik kayalar Paleotetis okyanusunun artıklarıdır. Paleo-Tetis, Triyas sonunda kapanmış, artıkları üzerinde Neo-Tetis'in kuzey kolu Liyas'tan itibaren açılmaya başlamıştır. Liyas'tan erken Kretase başına kadar süren dönemde bölgede gerilme rejimi hakim olmuş, Pontidlerin güneyinde Neo-Tetis'in kuzey koluna(Ankara -Erzincan okyanusu) bakan

pasif bir kıta kenarı gelişmiştir. Bu okyanus Üst Kretase başından itibaren kuzeye doğru dalarak tüketilmiştir.

Güneydeki Toros kuşağında Neo-Tetis, Paleozoyik'ten beri mevcut olan karbonat platformunun riftleşmesi yolu ile Triyasta açılmaya başlamış, ancak bölge Senomaniyen'e kadar bu okyanusa bakan kıtanın sığ platform kesiminde kalmıştır. Turoniyen'de İç Toros okyanusundan platform üzerine ilerleyen ofiyolit naplarının etkisiyle bölge derinleşmiş, Kampaniye'de bu napların önünde ofiyolit blokları birimler gelişmiştir.

Neo-Tetis' in bu iki kolu da Maastrichtiye sonunda kapanmıştır. Bölgedeki Paleosen yaşlı kayalar kuzeyde yoktur, güneyde ise sığ denizel niteliktedir. Eosen tüm birimleri örtmektedir. Üst Kretase başından itibaren şiddetle sıkışan bölge Eosen sırasında zayıf bir gerilmenin etkisinde kalmış, ancak bu çökelişin hemen ardından yeniden sıkışmaya başlamıştır. Aynı olay Alt Miyosen'de de gerçekleşmiştir. Böylece bölgedeki Alt Miyose ve yaşlı kayalar şiddetli bir ters faylanmanın etkisinde kalmışlardır.

Alt Miyosen denizinin bölgeden çekilmesinden sonra yanal atımlı faylar etkili olmaya başlamıştır. Bundan sonra bölge yeni bir tektonik rejimin etkisi altına girmiş ve neotektonik dönem başlamıştır.

Erzincan ovası ve çevresinde hemen hemen yaşıt, ancak farklı doğrultularda üç grup yanal atımlı fay bulunmaktadır. Bunlardan kuzeydeki Kuzeydoğu Anadolu Fayı, Karadeniz dağ sırasını güneyden sınırlayan sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır. İkinci fay sistemi Erzincan

ovasının kuzey ve güneyinde geniş bir zonda izleri görülen Kuzey Anadolu Fay sisternidir. Bu sağ yönlü doğrultu atımlı fay sistemi Erzincan Ovasına ovanın güneydoğu köşesinden girer, ova içerisinde ve güneyinde sona erer. Fayın bir diğer kolu bir fay zonu halinde ovanın kuzey sınırında görülür Ters atım bileşenine de sahip fayların egemen olduğu bu zon ise ovanın kuzeybatısında sona ermektedir. Bunun bittiği yerin hemen kuzeyinde başlayan yeni bir kol ise kuzeybatıda Reşadiye'ye doğru uzanır. Erzincan ovasının güneyinde de yanal atımlı faylar mevcuttur. Ova çevresindeki üçüncü fay ise Erzincan ovasından Ovacık ilçesine doğru kuzeydoğu güneybatı yönünde uzanan sol yönlü doğrultu atımlı fay sistemidir.

Erzincan ovası bugünkü morfolojisini bu fay sistemlerinin etkisi altında kazanmıştır. Havza kenarlarının faylarla yükseltilmesi, havzanın ise rölatif olarak çökmesi sonucu çok geniş alüvyal yelpazeler gelişmiştir. Fayların oluşturduğu zayıflık zonlarına bağlı olarak havza sınırlarından çıkan genç volkanitler ovanın kenarında sivri tepecikler oluşturmaktadır. Bunun yanısıra dere ötelenmeleri, heyalanlar, mineralli su kaynakları gibi çok sayıda faya bağlı unsurlar da ova içerisi ve çevresinde yaygınca izlenmektedir.

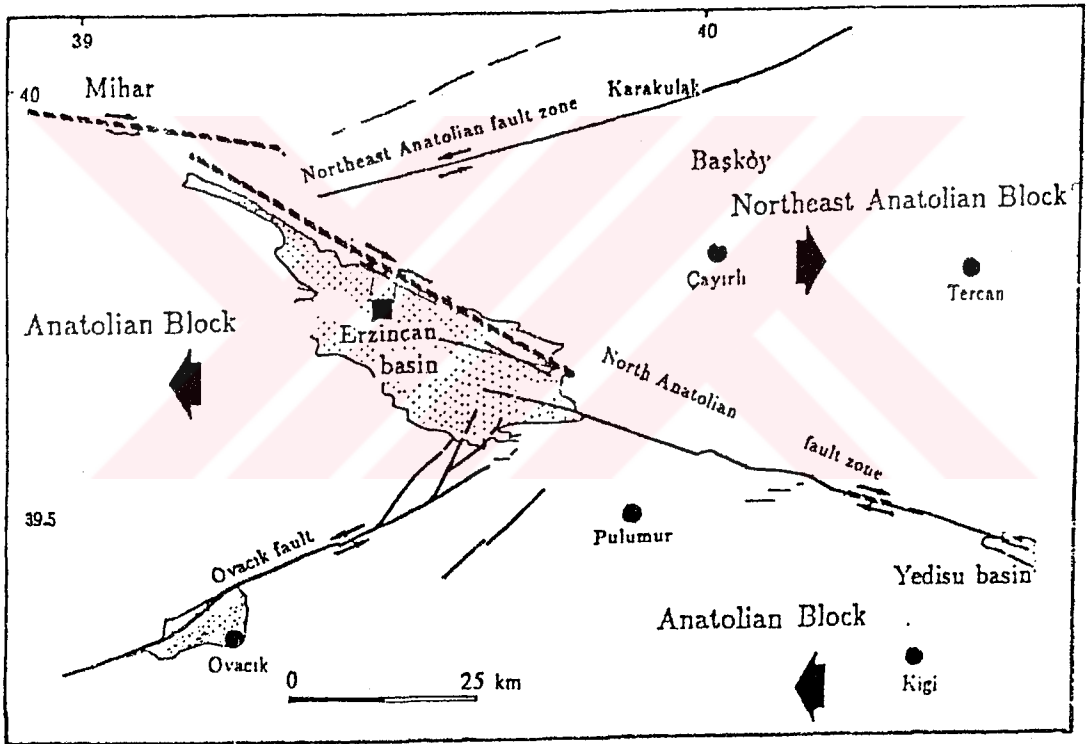
Bu faylar üzerinde elde edilen jeolojik kayma hızları, Kuzey Anadolu Fayi için yaklaşık 1 cm/yıl ve Ovacık ve Kuzeydoğu Anadolu Fayları için 0.15-0.2 cm/yıl olarak tahmin edilmiştir(Barka ve Gülen 1989).

4.2 13 MART 1992 ERZİNCAN DEPREMİ

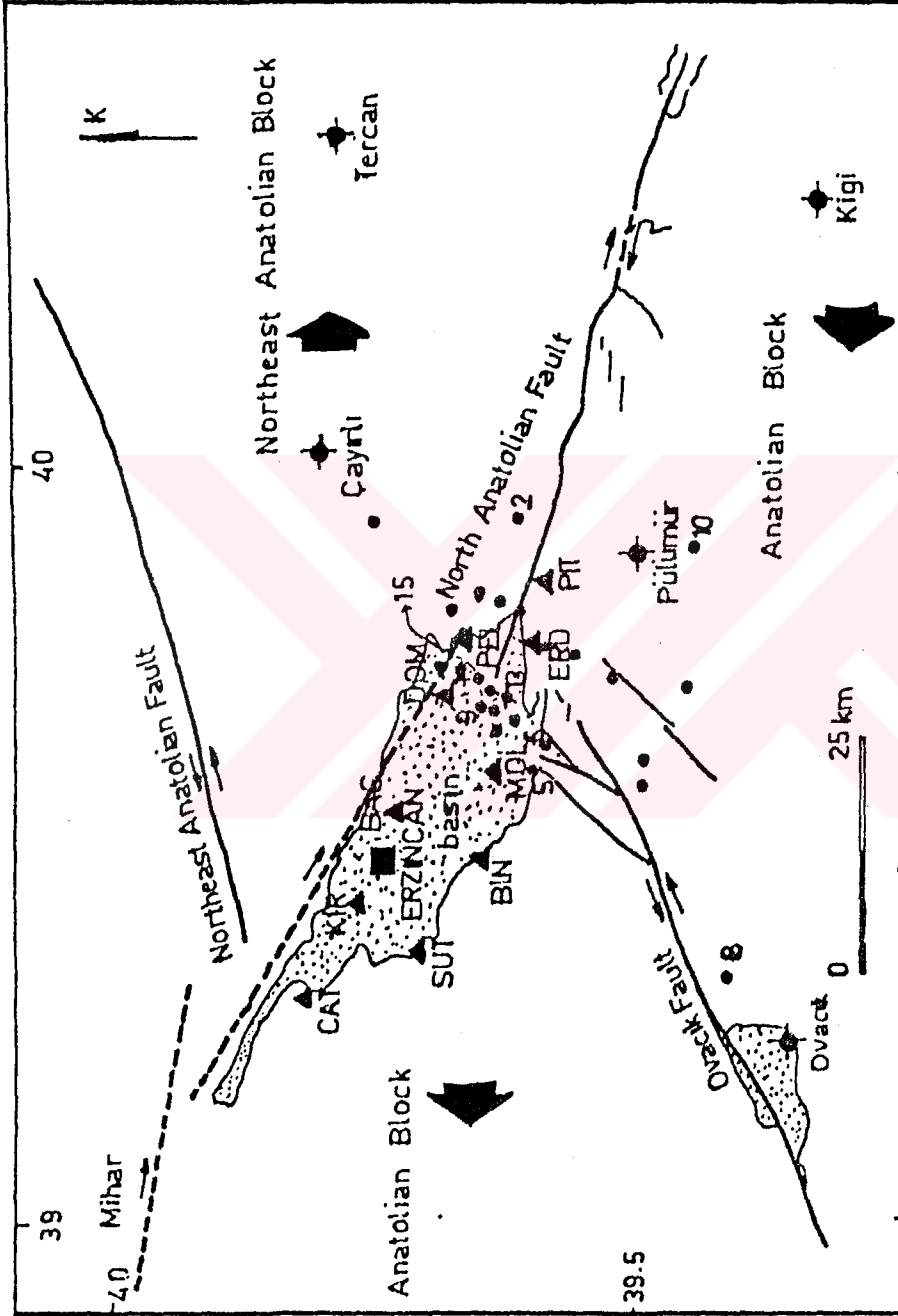
Bu çalışmada amaç, 13 Mart 1992 Erzincan depremi artsarsıntılarını kullanarak, sismogramlardan kaynak-zaman fonksiyonunu elde etmek olduğundan, Erzincan depreminin genel karakterlerinden bahsedilmesinde fayda bulunmaktadır.

13 Mart 1992 Depremi sağ-yanal doğrultu atımlı karakterde olup daha çok Erzincan baseninin doğu yarısında etkin olmuştur(Şekil 4.2.1). Deprem sonrasında yapılan arazi çalışmalarında meydana gelen yüzey kırıklarının çok azının doğrudan fay hareketi ile ilgili olabileceği düşünülmüş ve meydana gelen çatlakların daha çok kuvvetli yer sarsıntısının gevşek, suya doymuş, dolgu ve eğimli zeminlerde meydana getirdiği sığ deformasyonlar olduğu sonucuna varılmıştır, (Barka 1992).

Bu deprem sonrasında İTÜ-IPG, TÜBİTAK, B.Ü. KANDİLLİ Rasathanesi tarafından kurulan değişik türlerde istasyonlarla birçok artsarsıntı kaydedilmiştir. Episantr dağılımları 13 Mart 1992 depreminin Kuzey Anadolu fayının segmentleri ile Ovacık fayının kesiştiği alanda etkin olduğunu göstermekte olup bu üç fayın uçlarında aktivite meydana getirmiştir. 15 Mart' ta Pülümür' de meydana gelen depremden sonra Pülümür yakınlarında da bir kümelenme olduğu gözlenmektedir, (Barka,1992).



Şekil 4.2.1- Erzurum ve çevresindeki aktif faylar. (Barka, 1992)



• Episanırlar
▲ İstasyonlar

Şekil 4.2.2-İ.T.Ü- İ.P.G tarafından kurulan İstasyonların lokasyonları ve kullanılan depremlerin episanırları.

Şekil 4.2.2, havzada kurulan istasyonların yerleri ve bu istasyonlarda kaydedilen artsarsıntılar - bu çalışmaya dahil edilenlerin yerleri görülmektedir. Kuzey Anadolu Fayı'nın havzanın kuzeyindeki ana kol üzerinde çok az sayıda art sarsıntı olması, ana sarsıntıyı oluşturan kırılmanın burada olmadığını göstermektedir.

4.3 VERİ

13 Mart 1992 depremi sonrası, İTÜ-IPG işbirliği ile, artsarsıntıları kaydetmek için kurulan 9 tane telemetrik istasyondan 26.3.1992 - 28.4.1992 tarihleri arasında kayıt alınmıştır. Bu veriler yalnızca düşey bileşendir ve veri dosyalarına ikili kodda, 16 kanallı olarak kaydedilmiştir. Çalışmanın başlangıcında, Prof.Dr.Nezihi Canitez'in öncülüğünde öncelikle bu veriler içinde incelenebilecek olanlar seçilip bir veri tabanı oluşturulmaya çalışılmıştır.

Bu veri tabanı hazırlandıktan sonra belirtilen tarihler arasında birbiri peşisıra olmuş ve aynı istasyonda kaydedilmiş depremler seçilmiştir. Ayıklama sırasında bunun dışında, genliklerin kesilmemiş olmasına, dalga biçimlerinin ve ilk hareket yönlerinin aynı olmasına dikkat edilmiştir. Bu ayıklamalar sonucunda, özellikle 2-4-9 nolu istasyonlarda fazla miktarda olmak üzere yaklaşık 60 adet deprem seçilmiştir. Bunların episantr dağılımları Şekil 4.2.2 ' de görülmektedir. Ayrıca manyitüdları, episantrları, derinlikleri Tablo A.1' den izlenebilir. K u l l a n ı l a n depremlerden büyük olanların manyitüdü 2.0-2.9 arasındadır. Bunun yanında kaynağı impuls tepkisi olarak kabul edilen

küçük depremlerin manyitüdleri 1.2 - 1.6 arasında değişmektedir. Manyitüdlere toplam süreden yararlanılarak " Hypocent " adlı program kullanılarak hesaplanmıştır.

4.4 KAYNAK ZAMAN FONKSİYONUNU HESAPLAMAK İÇİN KULLANILAN PROGRAM VE YAPILAN İŞLEMLER

Verilerin sağlanması sırasında söz konusu telemetrik ağa ait tüm veri tabanı taranarak uygun depremler ve hemen ardından oluşmuş çok küçük manyitüdlü depremler saptanarak yeni bir veri tabanı oluşturulmuştur. Bu işlem sırasında sinyal/gürültü oranı, genliklerin kesilmiş olup olmaması ve yeterince bol sayıda istasyon tarafından kaydedilip edilmediği gibi kriterler göz önünde bulundurulmuştur.

Veriler ayıklandıktan sonra IASPEI "Seismological Software Library" program paketi içinde bulunan, "PITSA" adlı program kullanılarak, veriler üzerinde gerekli işlemler gerçekleştirilip kaynak-zaman fonksiyonu elde edilmeye çalışılmıştır.

Yapılan işlemleri şu şekilde sıralayabiliriz;

1) Veri dosyası okunduktan sonra, öncelikle P dalga sismogramlarının uçları ortalama 0.3 olacak şekilde Hamming penceresi ile törpülenmiştir. Pencere boyunun değişiminin kaynak-zaman fonksiyonu üzerine etkisini test etmek üzere, değişik pencere boyları için hesaplanmış kaynak zaman fonksiyonları Şekil 4.4.1'de görülmektedir. Şekilden izlendiği

gibi, pencere boyu değiştikçe, kaynak zaman fonksiyonunun şekli ve duraylılık zamanından sonraki genel karakteri değişmemektedir.

2) Yine seçilen sismogram ile aynı zamanda olmuş ve aynı istasyonda kaydedilmiş, daha küçük depremin P dalga sismogramı, kaynağı impulsif olarak düşünölmek suretiyle, ampirik Green fonksiyonu olarak alınmıştır.

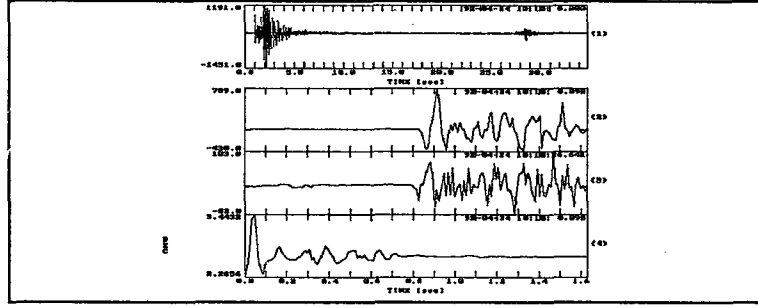
3) Pencerelenen P dalga sismogramları ampirik Green fonksiyonu ile ters evriştirilmiştir. Tersevrifim sırasında "water-level" ortalama 0.001 seğilmiştir. (Bkz. Bölüm 3.2)

4) Tersevrifim sonucu elde edilen kaynak zaman fonksiyonu, yüksek frekans değişimlerini gidermek için Butterworth alçak geğiren bir süzgeçle süzülmüştür.

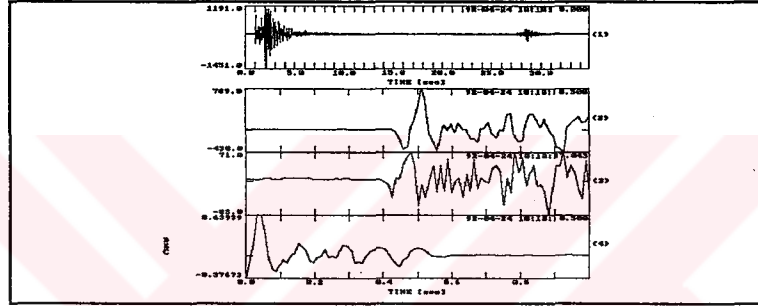
5) Kaynak zaman fonksiyonunun enerjisinin zamanla değişimini daha iyi gözlemleyebilmek için anlık genlik değerleri (zarfı) hesaplanmış ve log-lin olarak çizilmiştir.

Bu işlemler sonrasında;

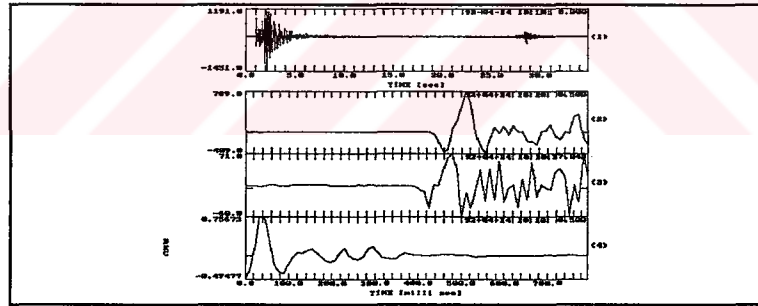
En üstte orijinal sismogram ve onun altında sırasıyla büyük ve küçük depremin P dalga sismogramları, tersevrifim sonucu, tersevrifim sonucunda elde edilen kaynak zaman fonksiyonunun zarfı çizdirilmiştir. Sonuçlar, EK A, EK B , EK C, EK D bölümlerinde gruplar halinde verilmiştir.



-A-



-B-



-C-

Şekil 4.4.1 Değişik pencere boyları için elde edilen kaynak zaman fonksiyonları. (A) da pencere boyu 1.6 sn, (B) de 1.0 sn, (C) de 0.8 sn' dir. Şekillerde (1), (2), (3), (4) numaralı pencerelerde sırasıyla orijinal sismogram, ana deprem, küçük deprem P dalgaları ve hesaplanan kaynak zaman fonksiyonu görülmektedir

4.5 SONUÇLARIN YORUMLANMASI

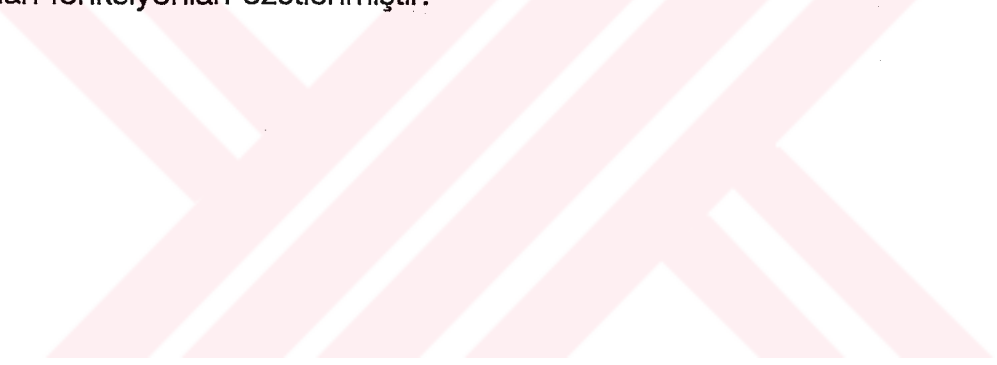
Yukarıda sözü edilen işlemler, seçilen depremler üzerinde gerçekleştirilmiş ve bütün istasyonlar için kaynak zaman fonksiyonu genel olarak üçgen şekilli olarak bulunmuştur. Elde edilen kaynak zaman fonksiyonlarının yükselme zamanları 0.03 ile 0.08 sn arasında değişmektedir. Ek A, Ek B, Ek C, Ek D' de verilen grafiklerin incelenmesinden de görüleceği gibi, gerek kaynak zaman fonksiyonu gerekse bunun anlık genlik değerleri bir çoğul kaynağın varlığını ima etmemektedir. Kaynağın kendisini tekrar edip etmediğini tespit edebilmek için, kaynak zaman fonksiyonunun öz ilişkisine de bakılmıştır. Elde edilen sonuç yukarıdaki yorumu doğrulayacak şekilde bunu açıkça göstermektedir. Seçilen bir kaynak zaman fonksiyonu için hesaplanan özilişkinin sonuçları Şekil 4.5.1' de izlenebilir.

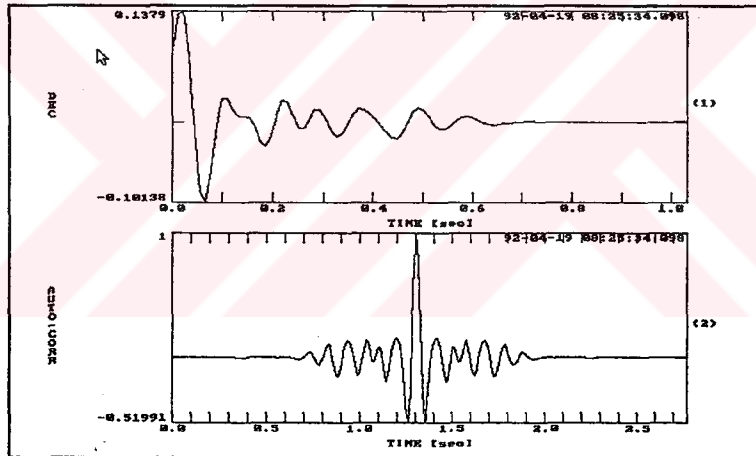
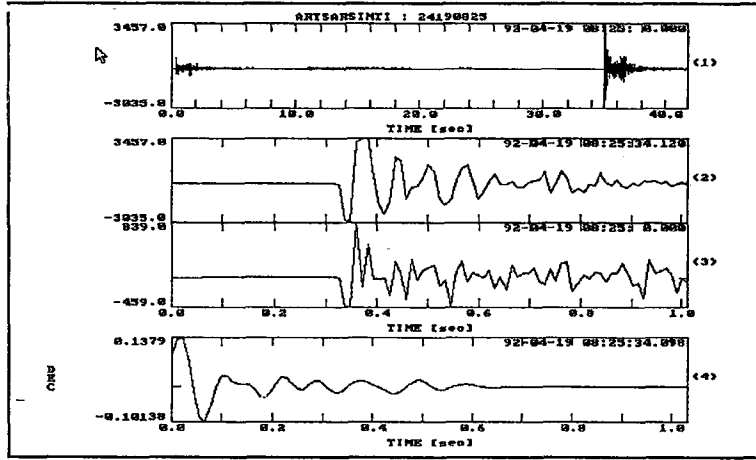
Kaynak zaman fonksiyonlarının yükselme zamanları ve duraylılık zamanları, depremlerin lokasyonları ve manyitüdları ile birlikte Tablo A.1 'de görülmektedir. Duraylılık zamanından sonra görülen salınımlar, kaynağın kendini tekrarlaması olarak değil, yerel etkiler olarak yorumlanmıştır. Çünkü, yükselme zamanları bu kadar küçük olan kaynakların, bu kadar küçük manyitüdlü depremlerde kendini tekrarladığını düşünmek yanlış olur. Bu fazların bir sebebi, büyük ve küçük depremlerin episantrilerinin tam olarak üst üste çakışmaması olabilir. Büyük ve küçük depremlerin izlediği yollar az da olsa birbirinden farklıysa ana deprem Green fonksiyonu ile ampirik Green fonksiyonu eşdeğer olmayabilir. Sözü edilen yan salınımların özelliklerini daha

ayrıntılı olarak görebilmek için bunlar ayrıca log-lin ölçeğiyle çizilmiştir. Bunlara ileride ayrıntılı olarak değinilecektir.

Kayıt yoğunluğunun bütün istasyonlarda aynı olmaması ve istasyonların birbirine çok yakın olması nedeniyle kaynak zaman fonksiyonunun yerel dağılım özellikleri incelenememiştir. Yine depremlerin manyitüdüleri birbirine çok yakın olduğundan, manyitüd ile kaynak zaman fonksiyonu arasında bir ilişki aramak mümkün olmamıştır.

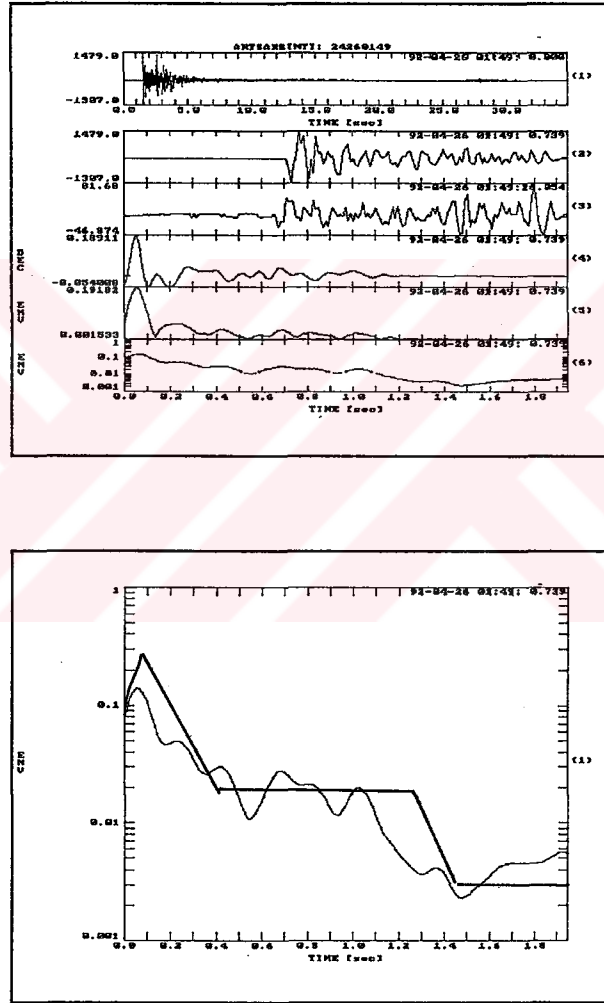
İzleyen sayfalarda çeşitli istasyonlardaki kayıtlardan bulunan kaynak zaman fonksiyonları özetlenmiştir.





Şekil 4.5.1 - Üstteki şekil 24190825 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonunu, alttaki şekil kaynak zaman fonksiyonunun özilişkisini göstermektedir.

2 NOLU İSTASYON : 39.64 enlem ve 39.57 boylam değerlerinde yer alan ERD isimli bu istasyon ovanın güneydoğusunda yer almaktadır. Kaynak zaman fonksiyonlarının yükselme zamanları yaklaşık olarak 0.05 sn' dir. Genel karakteri temsil etmesi açısından aşağıdaki örneği inceleyelim.



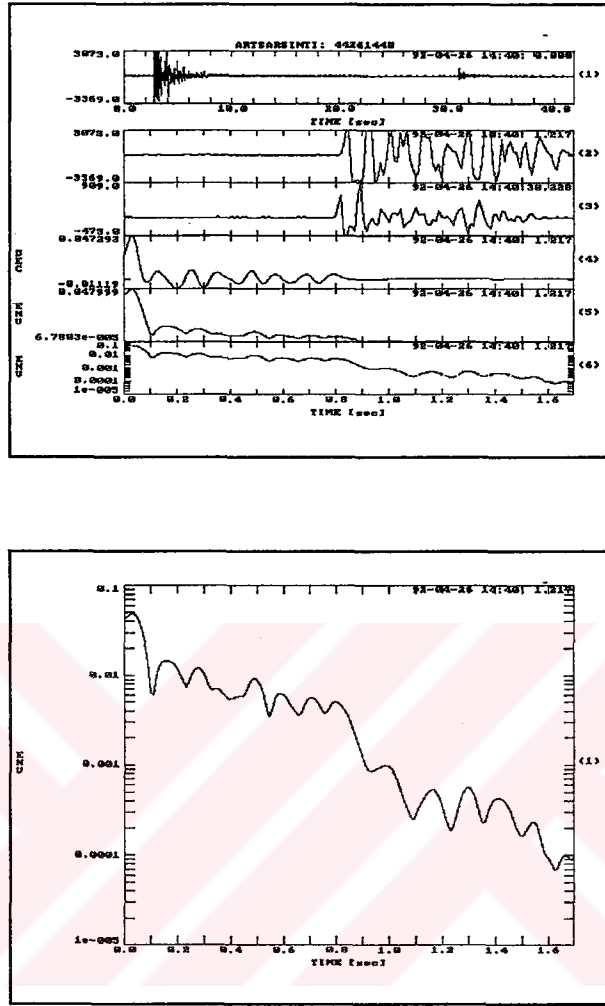
Şekil 4.5.2 - 24260149 sismogramının kaynak zaman fonksiyonu

Şekil 4.5.2 ' de :

- (1) 24260149 nolu sismogram
- (2) Sismogramda görülen büyük depremin P dalga sismogramı
- (3) Sismogramda görülen küçük depremin P dalga sismogramı
- (4) (2) ile (3) 'ün tersevrışimi sonucu
- (5) Tersevrışim sonucunun anlık genlik değerleri (lin-lin)
- (6) Tersevrışim sonucunun anlık genlik değerleri (log-lin)

Zarfın lin-lin olarak çizildiği şekilden, yükselme zamanı ve duraylılık zamanı doğrudan gözlenmekle birlikte, duraylılık zamanından sonraki değişimler açık olarak izlenememektedir. Bu yüzden, bir alttaki şekilde, anlık genlik değerlerinin değişimi, enerjinin zamanla değişimini daha iyi gözlemleyebilmek için log-lin olarak gösterilmiştir. Bu şekilde, aradaki değişimler düşey eksen logaritmik olduğundan abartılmış olarak görülmektedir. Anlık genlik değerlerinin değişimi incelendiğinde, yükselme zamanı 0.05 sn, duraylılık zamanı yaklaşık olarak 0.17 sn olarak görülmektedir. Ortalama olarak genel karakteri göstermesi açısından düz çizgi ile belirlenen sınıra göre, fonksiyon 0-0.3 sn arasında üçgen, 0.3-1.4 arasında ramp fonksiyonu olarak görülmektedir. Bu istasyona ait diğer örnekler EK A bölümünde verilmiştir.

4 NOLU İSTASYON : 39.81 enlem ve 39.31 boylam değerlerinde yer alan PIT isimli bu istasyon ovanın kuzey batısında yer almaktadır. Kaynak zaman fonksiyonunun yükselme zamanı ortalama olarak 0.04-0.05 sn' dir. Duraylılık süresi yaklaşık 0.15 sn' dir. 2 nolu istasyonla benzer olarak kaynak zaman fonksiyonu üçgen şekilli olarak elde edilmiştir. Genel karaktere örnek olarak aşağıdaki sismogram verilebilir.



Şekil 4.5.3 44261440 sismogramının kaynak zaman fonksiyonu
Bu istasyona ait diğer örnekler EK B bölümünde verilmiştir.

9 NOLU İSTASYON VE DİĞER İSTASYONLAR : 39.59 enlem ve 39.83 boylam değerlerinde yer alan PEL isimli bu istasyon da 2 nolu istasyon gibi ovanın güney doğusunda yer almaktadır. Elde edilen kaynak zaman fonksiyonlarının şekli 2 ve 4 nolu istasyonlardaki gibi üçgen şeklindedir. Yükselme zamanı yaklaşık 0.05 sn ve duraylılık süresi yaklaşık 0.15 sn' dir.

Verilerin en çok olduğu istasyonlar olan 2,4 ve 9 nolu istasyonların, dışında sırasıyla 39.69-39.68 , 39.71-39.35, 39.76-39.50 enlem ve boylam değerlerinde yer alan 3, 5, 7 nolu istasyonlarda elde edilebilen birkaç örnek incelendiğinde kaynak zaman fonksiyonlarının diğer istasyonlarla uyumlu olduğu gözlenmektedir. Bu örnekler de EK C bölümünde verilmiştir.

Bunların dışında, birkaç istasyon için ortak olarak belirlenen kaynak zaman fonksiyonlarına ait örnekler EK D bölümünde izlenebilir.



SONUÇLAR VE ÖNERİLER

13 Mart 1992, Erzincan Depreminin art sarsıntılarını modellemek üzere gerçekleştirilen bu çalışma sonucunda, istasyonlar için gruplanabilen kaynak zaman fonksiyonları, genel olarak üçgen şeklinde ve yükselme zamanı 0.03-0.08 sn arasında değişen fonksiyonlar olarak belirlenmiştir. Buna göre, büyük depreme ait kaynak zaman fonksiyonu bu üçgen fonksiyonlarının süperpozisyonu olarak düşünülebilir. Gerek görsel incelemeler, gerekse özilişki fonksiyonlarından, incelenen depremlerde çoğul kaynağın bulunmadığı anlaşılmaktadır.

Analizler sırasında kullanılan Dekonvolüsyon Yöntemi, özellikle ortama ait bilgilerin yetersiz olduğu durumlarda kaynak zaman fonksiyonunun belirlenmesinde kullanılabilecek, uygulaması kolay bir yöntemdir. Bu çalışma sonucunda da yöntemin başarı ile çalıştığı gözlenmiştir.

Yöntem, ampirik Green fonksiyonu hakkında herhangi bir varsayım gerektirmez. Ampirik Green fonksiyonu iyi belirlenirse, kaynak, yayılma ortamı ve aletle ilgili ayrıntılar hakkında herhangi bir yaklaşım yapmaya gerek kalmaksızın, karmaşık spektrumları bölmek suretiyle dekonvolüsyon işlemi gerçekleştirilerek kaynak zaman fonksiyonu belirlenebilir. Bu yöntemin kullanılmasıyla, yaklaşık yer modeli tepkisinin hesaplanmasındaki sayısal güçlüklerin önüne geçilmektedir.

Yalnız, yöntemin doğru sonuç verebilmesi gerek ana deprem, gerekse küçük deprem mekanizmalarının aynı olması, ampirik Green fonksiyonu olarak alınan küçük depremin yeterince küçük olması, ışın yollarında farklılık bulunmamasına bağlıdır.

Çalışmada kaynak zaman fonksiyonunun şekli, yükselme zamanı ve duraylılık zamanı belirlenmiştir. Bütün istasyonlarda yönteme uygun yeteri kadar kayıt bulunmadığından, kaynak zaman fonksiyonunun yöresel değişimi konusunda bir yorum yapılamamıştır. Puls genişliklerinin azimutal olarak değişimi gözlenebilirse yırtılmanın yayılma doğrultusu belirlenebilir. Kullanılan depremlerin manyitüdüleri birbirine çok yakın olduğundan, kaynak zaman fonksiyonu ile manyitüd arasında bir ilişki kurulamamıştır.

Yapılan çalışmalar sonucunda çeşitli istasyonlarda birbirleri ile tutarlı kaynak zaman fonksiyonları elde edilmiştir. Fazla olarak, incelenen manyitüd aralığında kaynak zaman fonksiyonunun genel karakteristiklerinin birbirinin hemen hemen aynı olduğu gözlenmiştir.

Ülkemizde yer kabuğu yapısının ayrıntılı olarak bilinmemesi nedeniyle Green fonksiyonunu hesaplamak ve buna bağlı olarakdoğru bir dalga biçimi sentezi yapmak mümkün olamamaktadır. Bu nedenle, bu çalışmada izlenen yoldan gidilerek bulunacak kaynak zaman fonksiyonları ile hız yada ivme sismogramları üretmek mümkün olacaktır. Bunun deprem mühendisliği açısından yararları tartışılmaz.

Kaynak zaman fonksiyonu ile dalga puls genişliği arasında ilişkiler vardır. (Kenneth ve Prisley (1993) , Frankel ve Kanamori (1983)). Yine puls

genişliği ile depremin statik parametreleri ve kaynak boyutları arasındaki ilişkileri kullanarak bölgenin deformasyon karakterini incelemek olanaklıdır.

Erzincan depreminin art sarsıntıları için uyguladığımız bu yöntemi çeşitli deprem bölgelerine uygulayarak bunların karşılaştırmalı analizlerini yapmak önemli bilgiler sağlayacaktır. Özellikle Batı Anadolu graben sistemleri üzerindeki depremlerde gerilme tektoniği altında oluşan depremlerin kaynak zaman fonksiyonlarının bu çalışmada bulunanlarla karşılaştırılması ilginç olabilir. Ayrıca, farklı tektonizmaya sahip bu iki bölgede büyük deprem sismogramlarının simülasyonunun yapılarak karşılaştırılmasında büyük yararlar vardır.

KAYNAKLAR

Aki, K., Richards, P., 1979, Quantitative seismology, Theory and methods, W.H. Freeman and Co., San Francisco

Barka, A., Gülen L., 1989, Complex evolution of the Erzincan basin and its pull-apart and continental escape origin, Jour. Struct. Geol., 11, 3, 275-283.

Barka, A., 1992a , Kuzey Anadolu Fayı'nın Erzincan çevresindeki davranışı ve 13 Mart 1992 depremi, Türkiye deprem sorunu sempozyumu, 11-21.

Barka, A.A., 1992b , Surface cracks of the March 13, 1992 Erzincan earthquake, March 13, 1992 Erzincan earthquake preliminary report, Boğaziçi University Spec. Publ.

Boatwright, J., 1980a , Preliminary body wave analysis of the St. Elias, Alaska, earthquake of February 28, 1979, Bull. of Seis. Soc. Am. (BSSA), 70, 419-436.

Boatwright, J., 1980b , Spectral theory for seismic sources; simple estimates of source dimension, dynamic stress drop and radiated seismic energy, BSSA, 70, 1-27.

Brune, J., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, Jour.Geophys.Res.(J.G.R), 75, 4997-5009.

Byerly, P., 1926 , The montana Earthquake of June 28, 1925, BSSA, 16, 209-265.

Canitez, N., 1973, Statik Dislokasyon alanları üzerine deprem odağı geometrisinin etkisi, TÜBİTAK Araştırma Grubu, Proje No, MAG-292.

Canitez, N., 1987, Spektral Analiz ve Jeofizik uygulamaları, TMMOB Jeofizik Müh. Odası, Ankara.

Das, S., Aki, K., 1977, Fault plane with barries a versatile earthquake model, JGR, 82, 2628-2669.

Duda, S.J., 1978, Physical significance of the earthquake magnitude the present state of interpretation of concept, Tectonophysics, 49, 119-130.

Eyidoğan, H., 1984, Yalın ve çoğul faylanma olaylarının yakın ve uzak alan cisim dalgası taslaklaması, Jeofizik, 1, 1-36.

Frankel, A., Kanamori, H., 1983, Determination of Rupture duration and stress drop for earthquakes in Southern California, BSSA, 73, 6, 1527-1551.

Frankel, A., F. Fletcher, F. Vernon, L. Herr, J. Berger, T. Hanks, J. Brune , 1986 , Rupture characteristics and Tomographic Source imaging of M_L 3 earthquakes near Anza, Suthern California, JGR, 91, 12633-12650.

Fuchs, K., Mueller G., 1971, Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparision with observations, BSSA, 54, 1-27.

Hanks, T.C., 1974, The faulting mechanism of the San Fernando Earthquake, J.G.R, 14, 1215-1229.

Hadley, D.M and D.V, Helmberger, 1980, Simulation of strong Ground motions, BSSA, 70,617-630.

Hartzell, S.H. 1978 , Earthquake aftershocks as Green's functions, Geop.Res. Letters, 5, 1-4.

Hartzell, S.H., 1992 , Estimation of near source ground motions from a teleseismically derived rupture model of the 1989 Loma prieta, California, Aearthquake, BSSA, 82, 5, 1991-2013.

Haskell, N.A., 1964 , Total energy spectral density of elastic wave radiation from propagation faults, BSSA, 54, 1811-1842.

Heaton, T.H., 1982 , The 1971 San Fernando Earthquake: a double event. BSSA, 72, 2037-2062.

Heaton, T., Hartzell,S.,1989 , Estimation of strong ground motions from hypothetical earthquakes on the Cascadia Subduction zone, Pure Appl. Geophys., 129, 131-201.

Helmberger, D.B., Wiggins,R.A., 1971 , Upper mantle structure of midwestern United States, J.G.R, 76, 3229-3245.

Helmberger, D.B., 1974, Generalized ray theory for shear dislocations, BSSA, 64, 45-64.

Honda, H., 1957, The mechanism of the earthquake , Geophysics, 9 , 1-46.

Honda, H., 1962, Earthquake mechanism and seismic waves, Geophysical notes, Geoph. Ins. Fac. of Sci, Tokyo University, Vol.15.

Hough, S.E. , Seeber L. , Lom A.L. , Armbruster J.C., Guo H., 1991, Empirical Green's function Analysis of Loma Prieta Aftershocks. BSSA, Vol 81, No 5, page 1737-1753.

Hutchings, L.J., Wu, F., 1990 , Empirical Green's functions from small earthquakes; a waveform study of locally recorded aftershocks of the 1971 San Fernando earthquake, JGR, 95, 1187-1214.

Hutchings, L.J., 1991, "Prediction" of strong ground motion for the 1989 Loma Prieta earthquake using Empirical Green's functions. BSSA, Vol 81, No 5, page 1813-1837.

Irikura, K., 1983 , Semi empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, Bull. Disaster Prevention Res. Inst.(kyoto Univ.) 33, 63-104.

Kanamori, H., 1977, Use of seismic radiation to infer source parameters in preceeding of conference III, fault mechanics and its relation to earthquake prediction, 1-3 December, California.

Kanomori, H., 1979 , A semi empirical approach to prediction of long period ground motions from great earthquakes , BSSA, 69, 1654-1670.

Kenneth, D.S., Priestley, K., 1993, Aftershocks stress release along active fault planes of teh 1984 Round Valley, California, earthquake sequence applying a time domain stress drop method, BSSA, 83,1, 144-159.

Kikuchi, M., Kanomori, H., 1982, Inversion of complex body waves, BSSA, 72, 2, 491-506.

Langston, C.A. and Helmberger D.V., 1975, A procedure for modelling shallow dislocation, Geophys. J.R. Astr. Soc., 42, 117-130.

Li, Y., Thurber, C.H., 1988, Source properties of two microearthquakes at Kilauea Volcano, Hawaii, BSSA, 78, 3, 1123-1132.

Madariga, R., 1977, Applications of stress-drop models of earthquakes seismic observations, Pure, Appl., Geophys., 115, 301-316.

Madariaga, R., 1979, On the relation between moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, J.G.R., 84, 2243-2250.

Mueller, C. , 1985 , Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function Geoph. Res. Letters, 12, 33-36.

Nokano, H., 1923, Notes on nature of the forces which give rise to the earthquake motions, Sesm. Bull. Central Met. obs. Japan, 1, 92-120.

Reid, M. , 1910 , The mechanism of the earthquake : The California earthquake of April, 8, 1906, Report of the state investigation comission, (Carnegie Institution of Washington),2.

Ruff, L., Kanomori, H., 1983 , The rupture process of three great earthquakes from long period diffracted P waves, Physc. Earth. Planet Interiors, 31, 202-230.

Savage, J.C, 1966, Radiation from realistic model of faulting, BSSA, 56, 577-592.

Somerville, P., Sen, M., Cohee, B., 1991, Simulation of strong ground motions recorded during the 1985 Michoan, Mexico and Valparaiso Chile earthquakes, Vol 81, 1, 1 - 27.

Stauder, W., 1962, The focal mechanism of earthquakes, Advance Geophys., 9, Academic press, N.York, 76.

Takeuchi, H., Sonito, M., 1972, Seismic surface waves, In methods in computational Physics, 11, Academic Press, London, 217-295.

Tüysüz, O., 1992, Erzincan çevresinin jeolojisi, Türkiye deprem sorunu sempozyumu, 7-10

Vvedenskaya, A.V., 1956, The determination of displacement fields by means of dislocation theory, Izvestia Akad. Sci., Geophys, 227-284.

White, J.E., 1965, Seismic waves, N.York, Mc Graw Hill.

Wu, F.T., Kanamori, H., 1975, Source mechanism of February 4, 1965, Rat Island Earthquake, JGR, 78, 6082-6092.

Wyss, M., Brune, J.N., 1967, The Alasca earthquake of 28 March, 1964 : a complex multiple rupture, BSSA, 57, 1017-1023.

Xie, J., Liu Z. , Herrmann R.B., Cranswick E. , 1991, Source process of three aftershocks of the 1983 Goodnow, New York, Earthquake: high resolution images of small, symmetric ruptures, BSSA, Vol 81, No 3, 818-843.

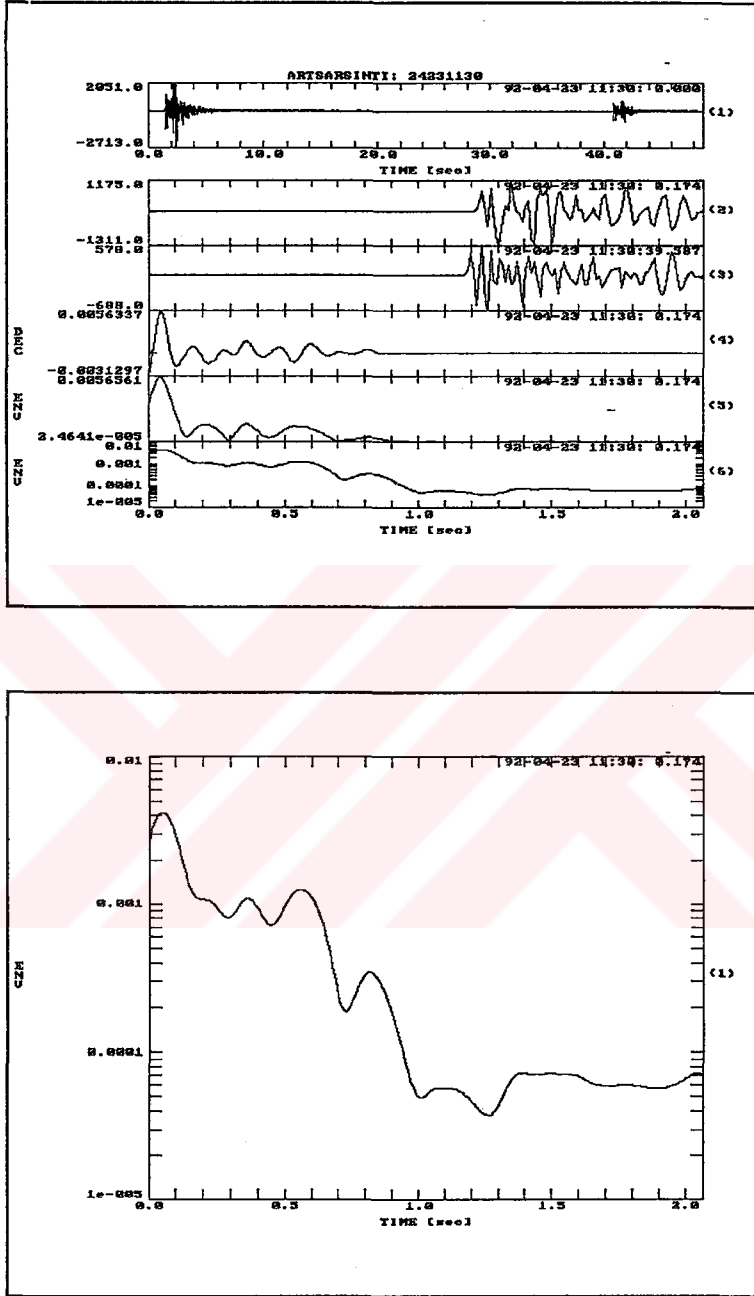


EK A - 2 NOLU İSTASYONA AİT SİSMOGRAMLARIN KAYNAK
ZAMAN FONKSİYONLARINA ÖRNEKLER

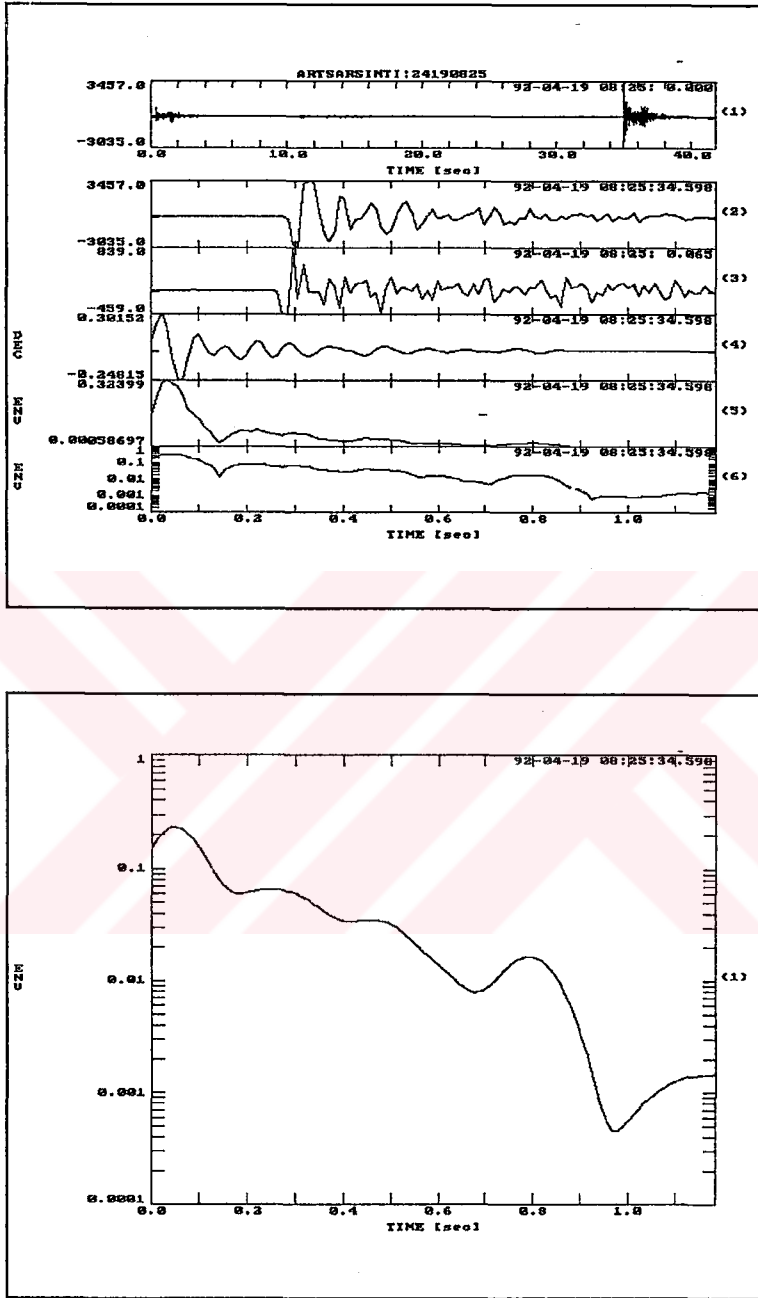
TABLO A.1 - EK A, EK B, EK C, EK D bölümlerinde verilen depremlerin, lokasyonları, manyitüdları, yükselme zamanları ve duraylılık zamanları. (Baştaki kolondaki numaralar, harita üzerindeki episantırların numaralarıdır.)

Yük. Zam. : Yükselme zamanı
 Mag : Manyitüd
 En : Enlem
 Boy : Boylam
 Duray : Duraylılık

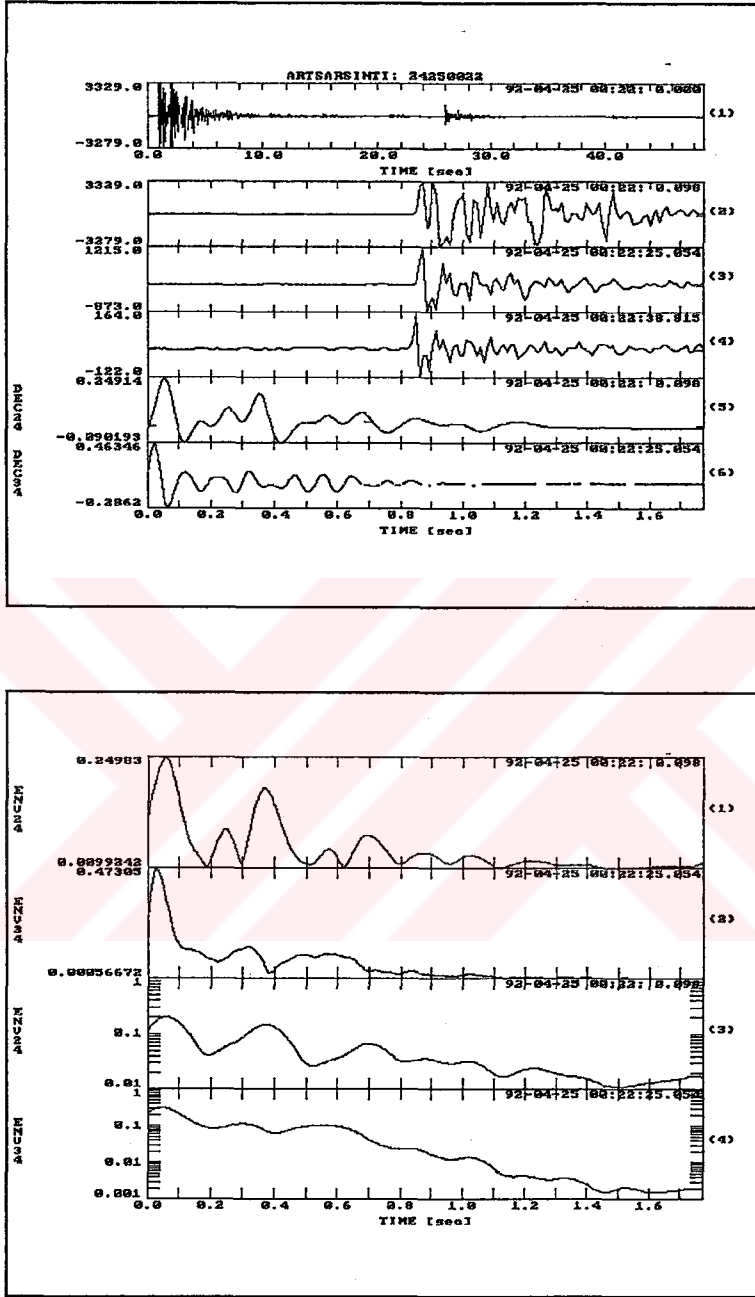
No	Deprem	En	Boy	Mag.	Yük.Zam.(sn)	Duray.(sn)
1	04201852	39.66	39.73	1.66	0.045	0.17
2	04231935	39.63	39.9	1.79	0.04	0.14
3	04250048	-	-	-	0.06	0.2
4	04260804	-	-	-	0.06	0.2
5	04202121	39.61	39.53	1.19	0.04	0.14
6	04202030	39.6	39.62	1.66	0.05	0.2
7	04231130	-	-	-	0.04	0.14
8	04190825	39.42	39.30	2.36	0.05	0.15
9	04250022	39.64	39.66	2.2	0.05	0.2
10	04221315	39.44	39.86	2.14	0.05	0.15
11	04280740	-	-	-	0.03	0.1
12	04191718	-	-	-	0.1	0.3
13	04211833	39.59	39.61	1.7	0.08	0.2
14	04221935	-	-	-	0.04	0.15
15	04241010	39.65	39.68	1.83	0.05	0.15
16	04191502	39.66	39.67	1.53	0.03	0.1



Şekil A.1 - 24231130 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil, anlık genlik değerlerini göstermektedir.



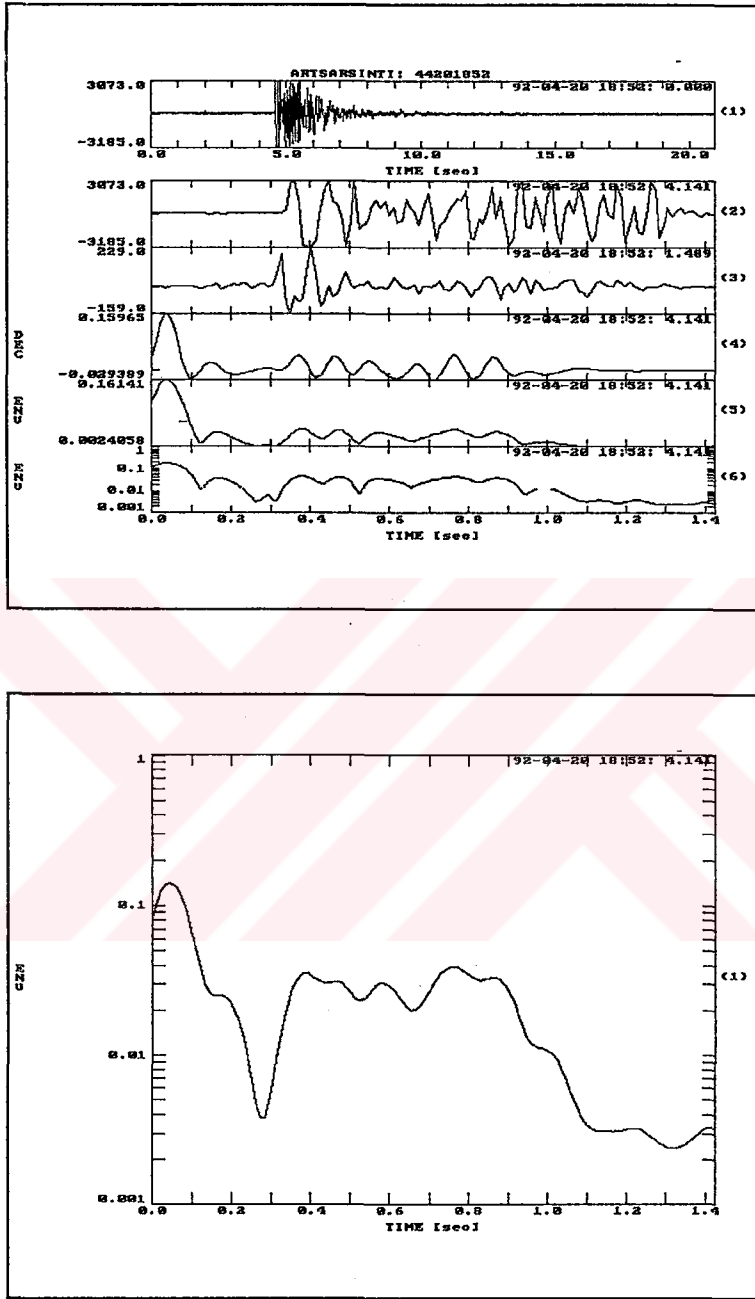
Şekil A.2 - 24190825 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.



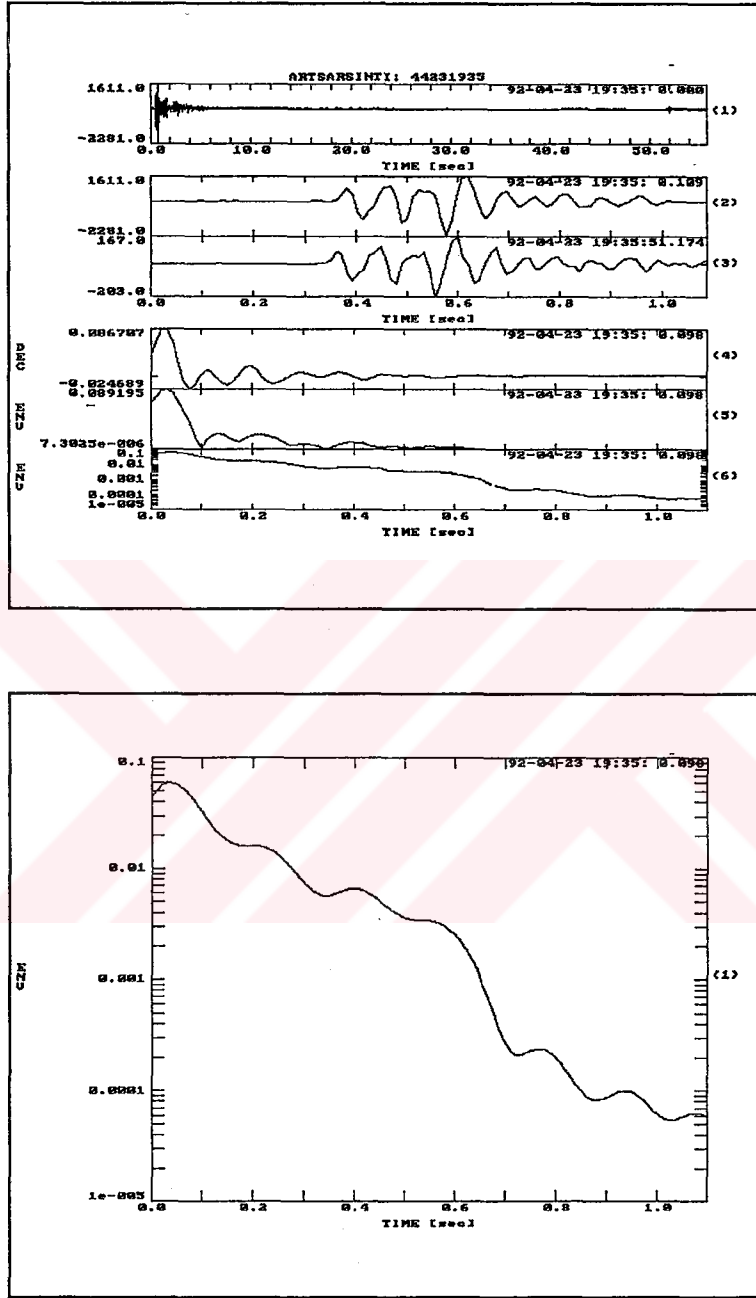
Şekil A.3 - 24250022 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.



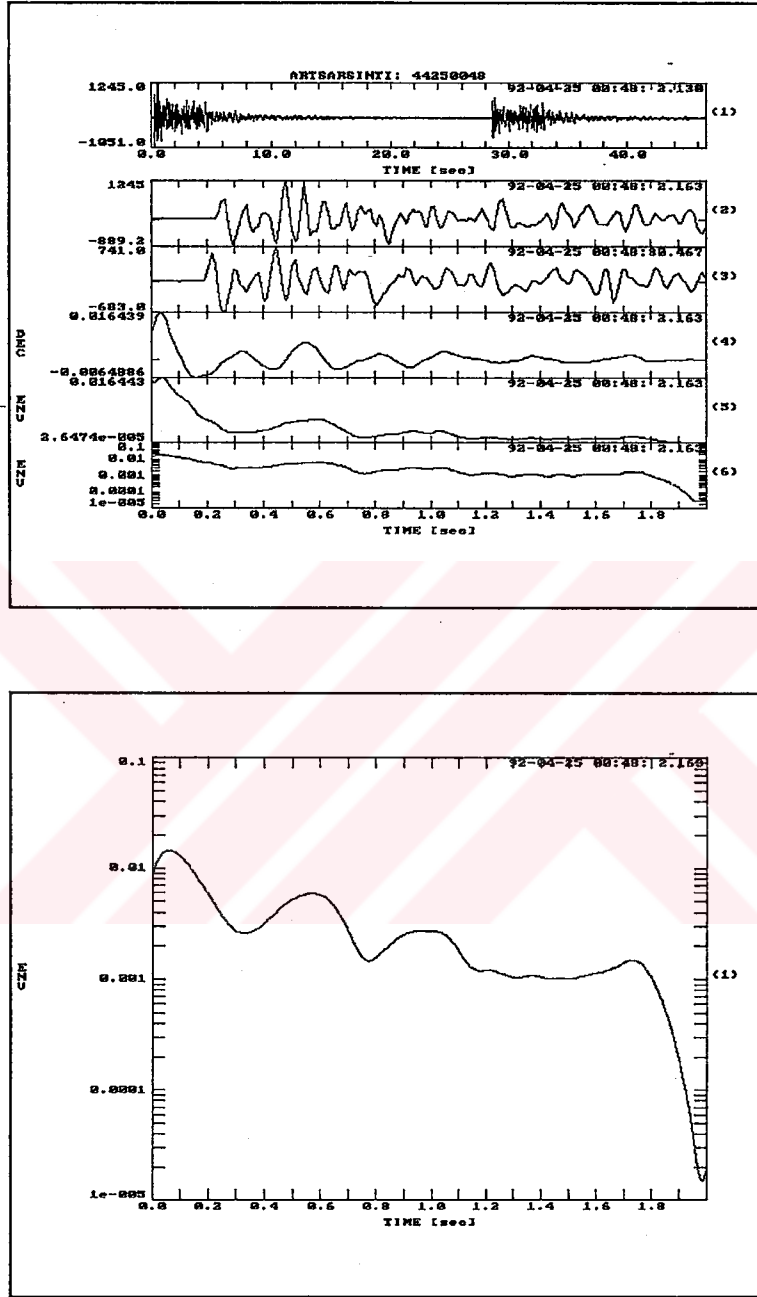
EK B - 4 NOLU İSTASYONA AİT SISMOGRAMLARIN KAYNAK
ZAMAN FONKSİYONLARINA ÖRNEKLER.



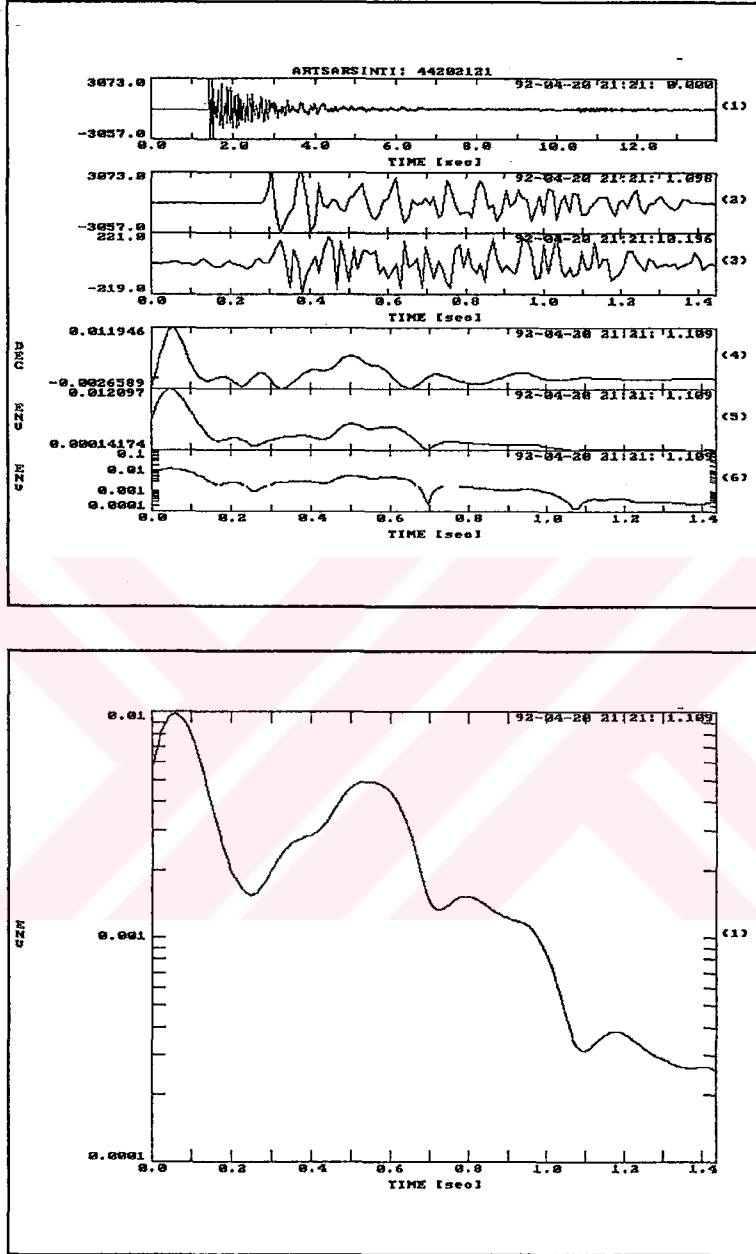
Şekil B.1 - 44201852 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil, dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil, anlık genlik değerlerini göstermektedir.



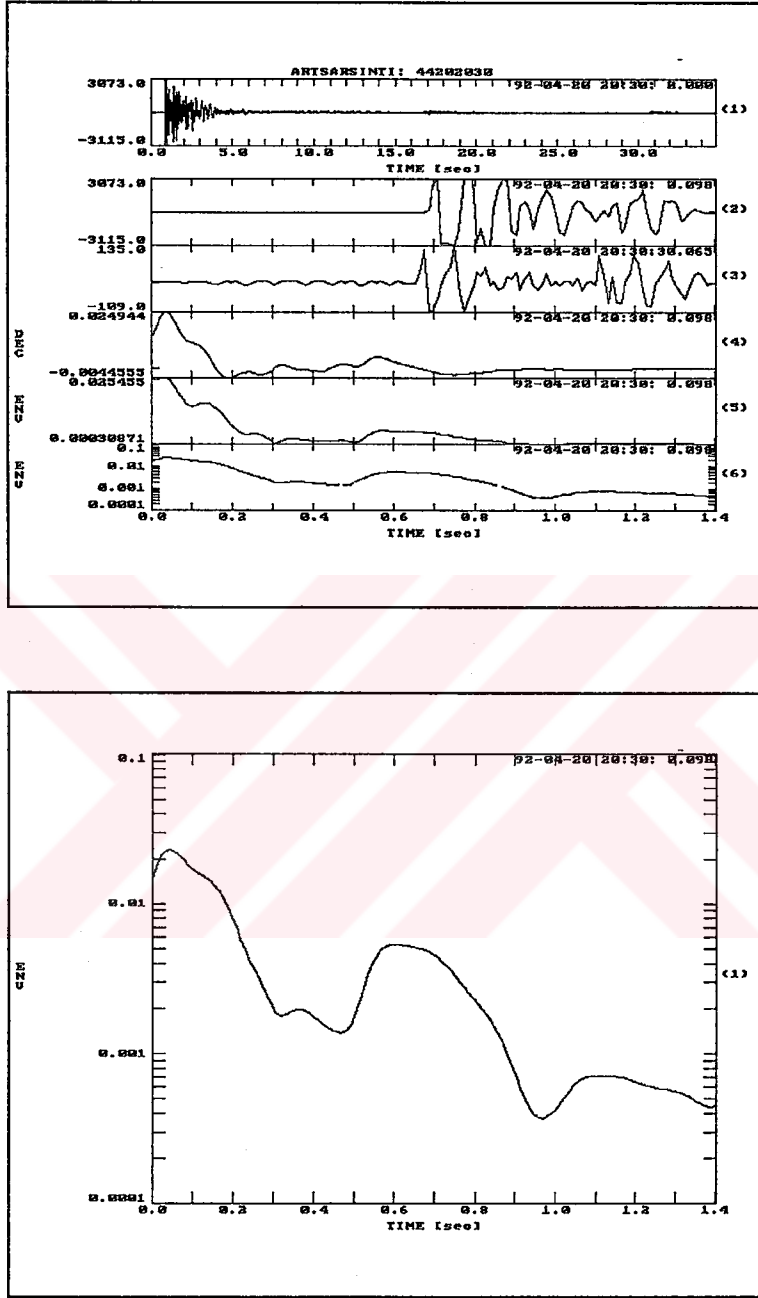
Şekil B.2 - 44231935 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil, dekonvolüsyon sonucunu , alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.



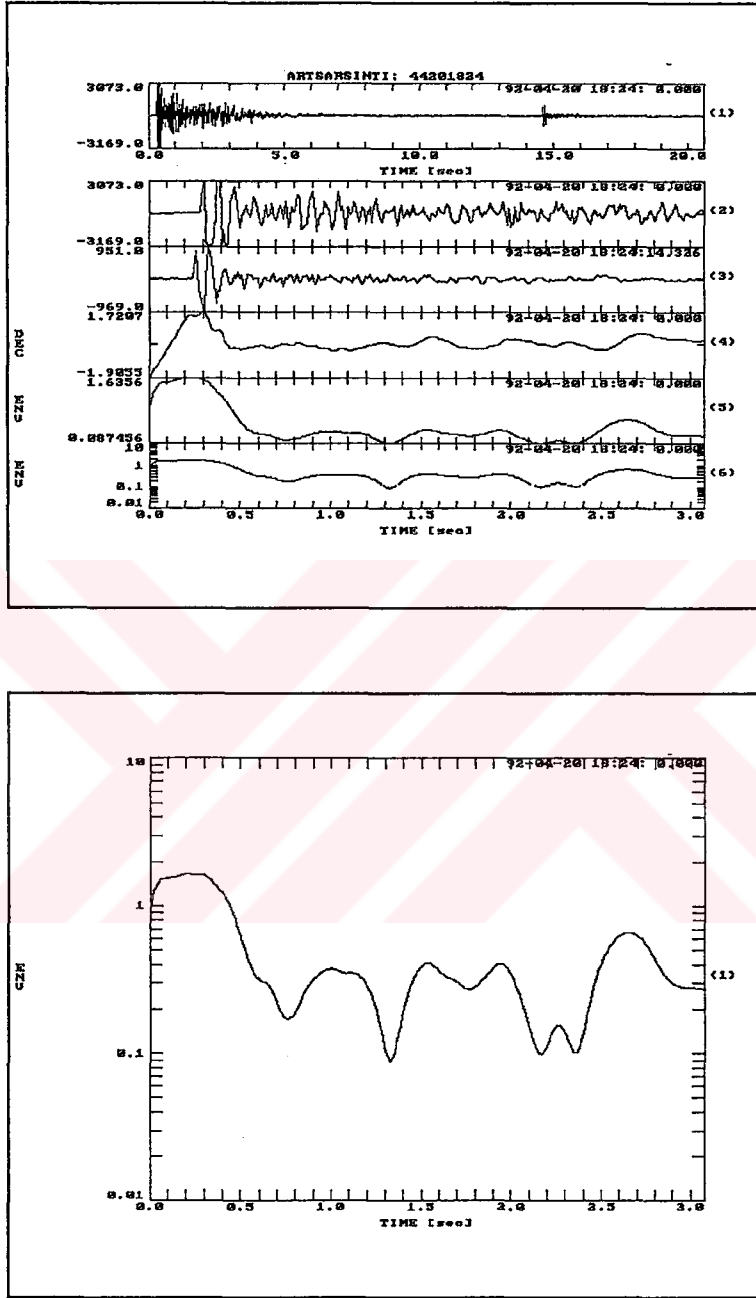
Şekil B.3 - 44250048 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.



Şekil B.4 - 44202121 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil, anlık genlik değerlerini göstermektedir.



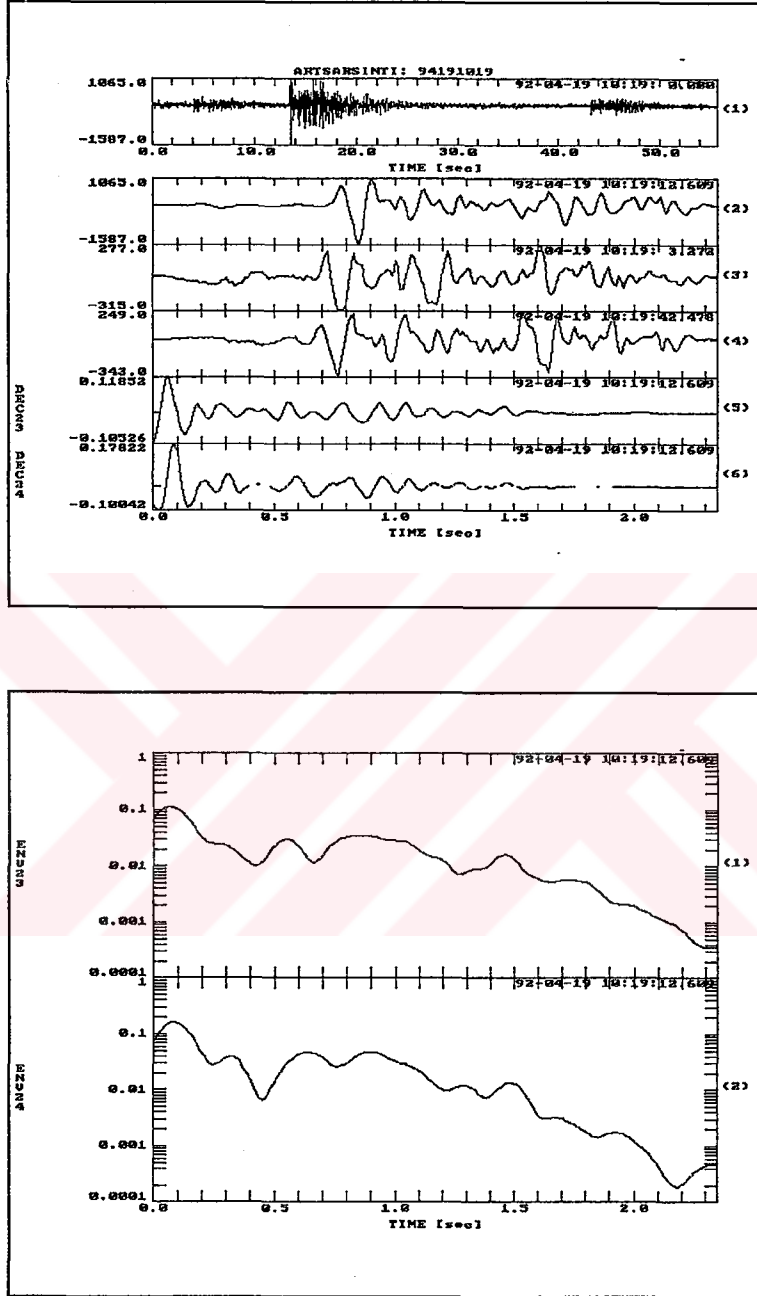
Şekil B.5 - 44202030 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.



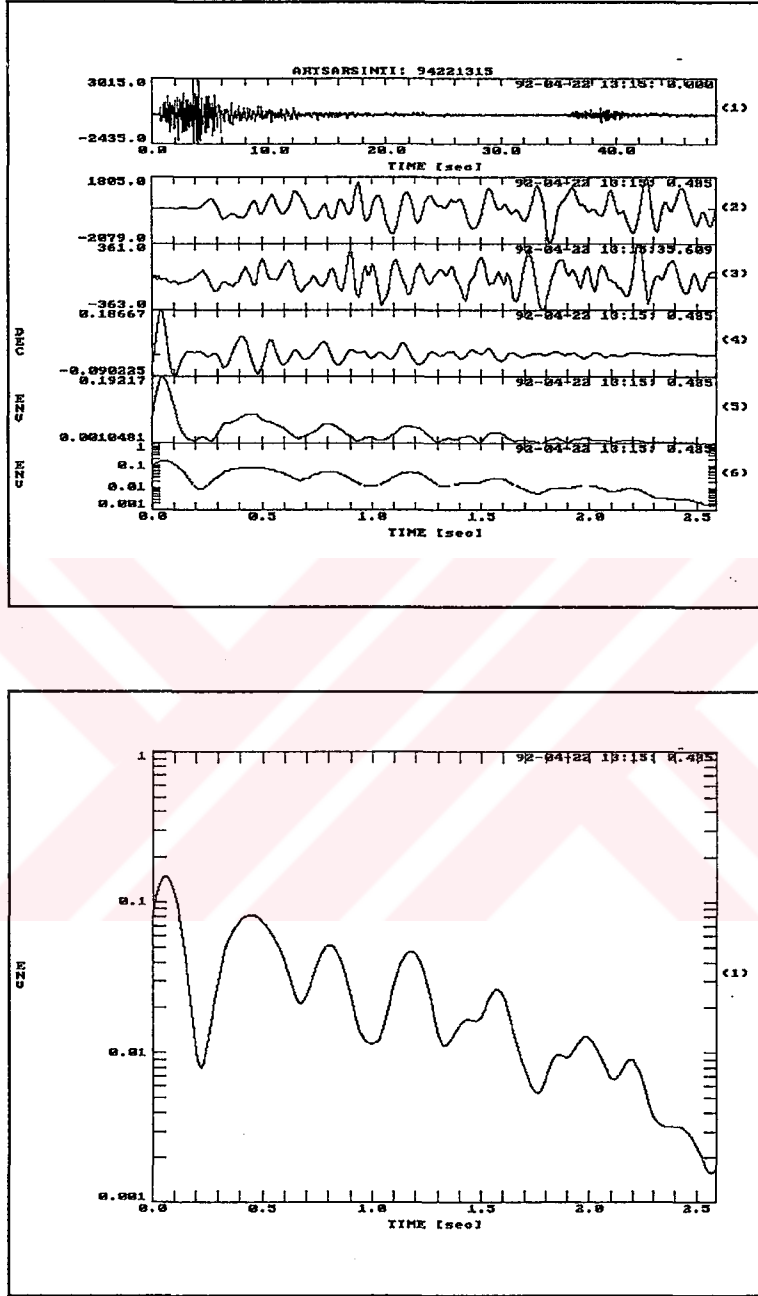
Şekil B.6 - 44201824 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.



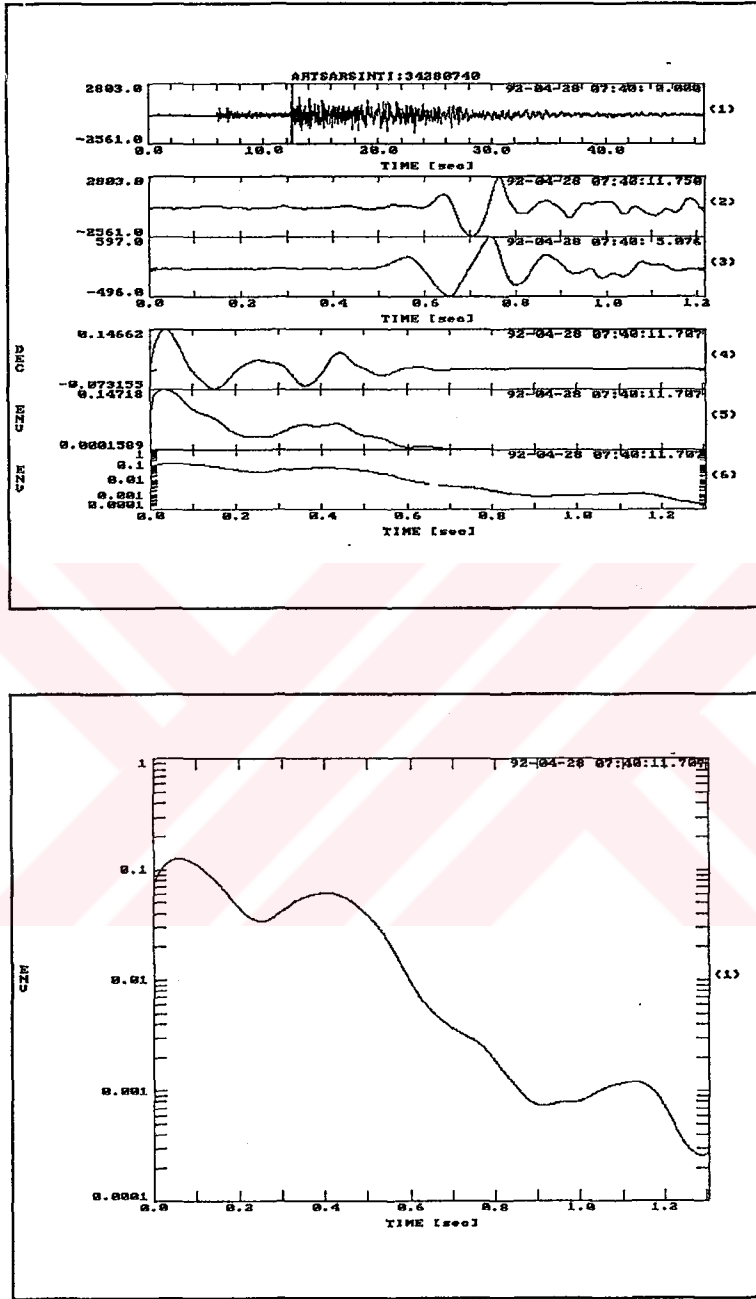
EK C - 9 NOLU İSTASYON VE DİĞER İSTASYONLARA AİT
SİSMOGRAMLARIN KAYNAK ZAMAN
FONKSİYONLARINA ÖRNEKLER.



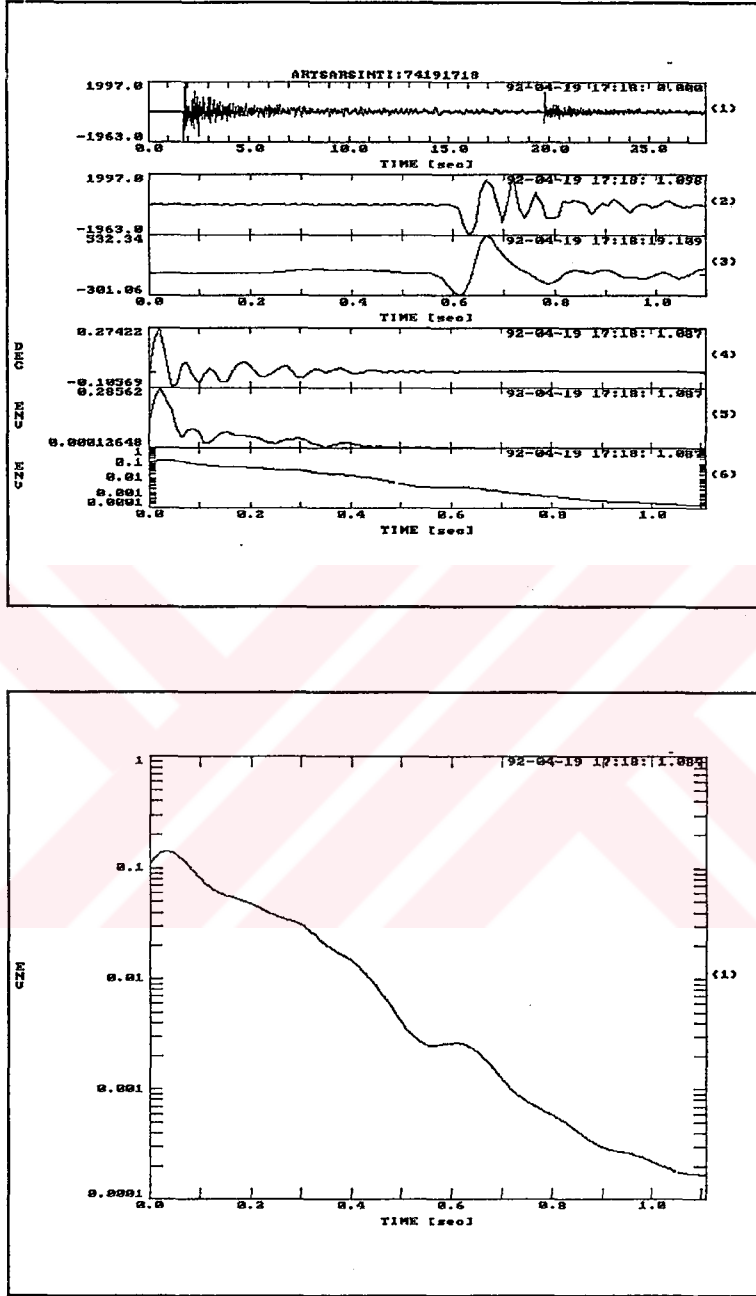
Şekil C.1 - 94191019 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.



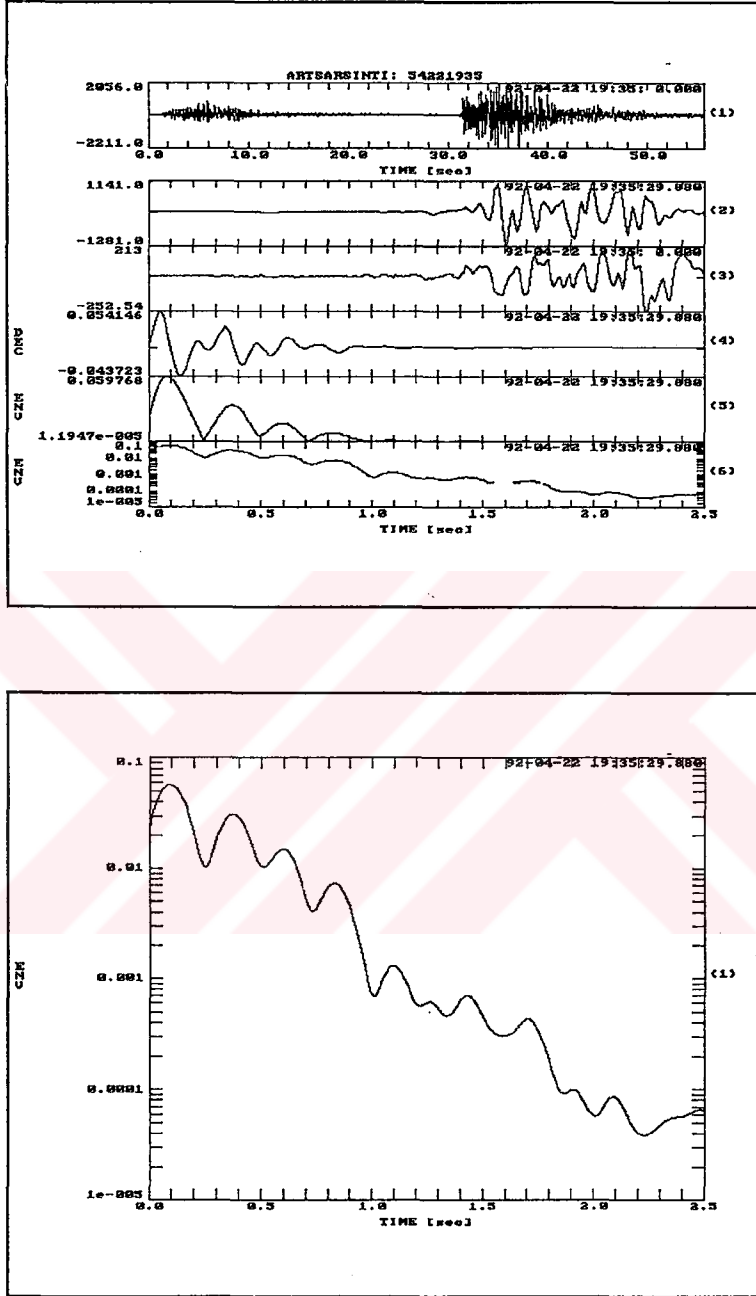
Şekil C.2 - 94221315 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.



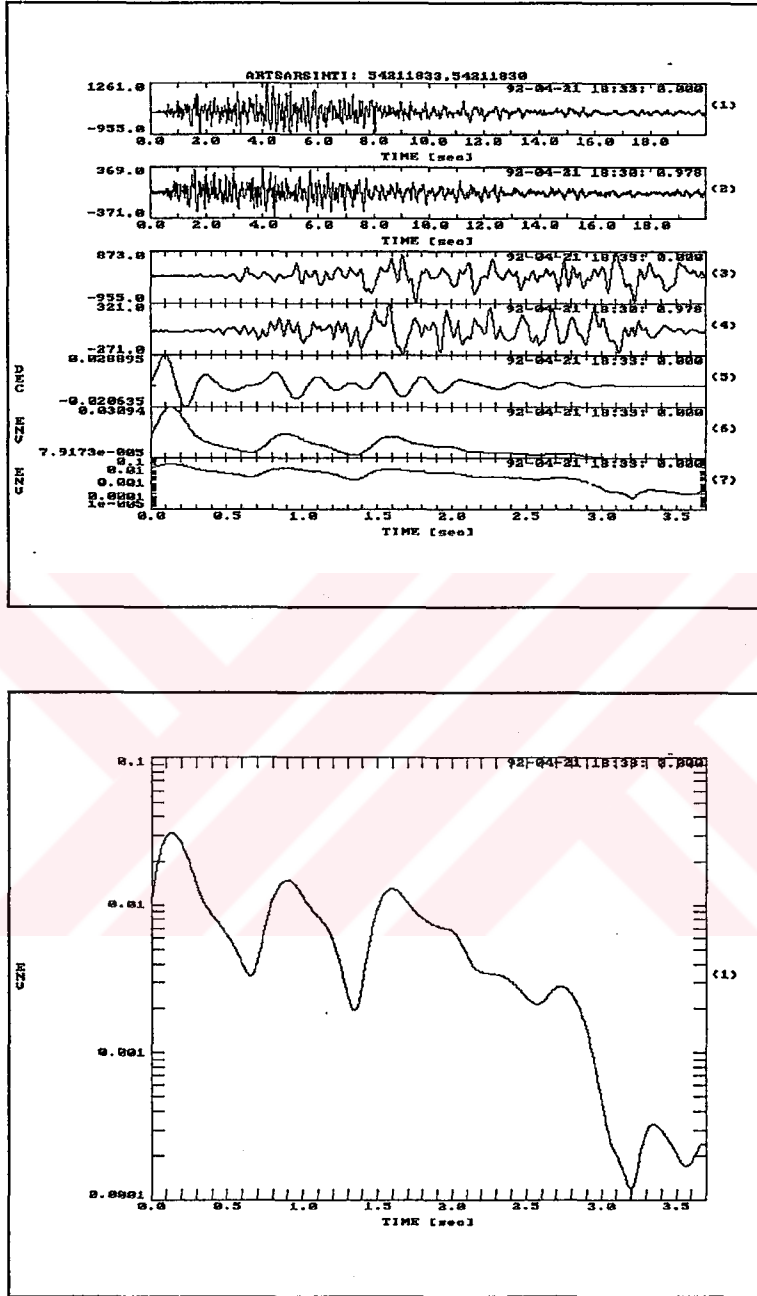
Şekil C.3 - 34280740 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.



Şekil C.4 - 74191718 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.



Şekil C.5 - 54221935 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.

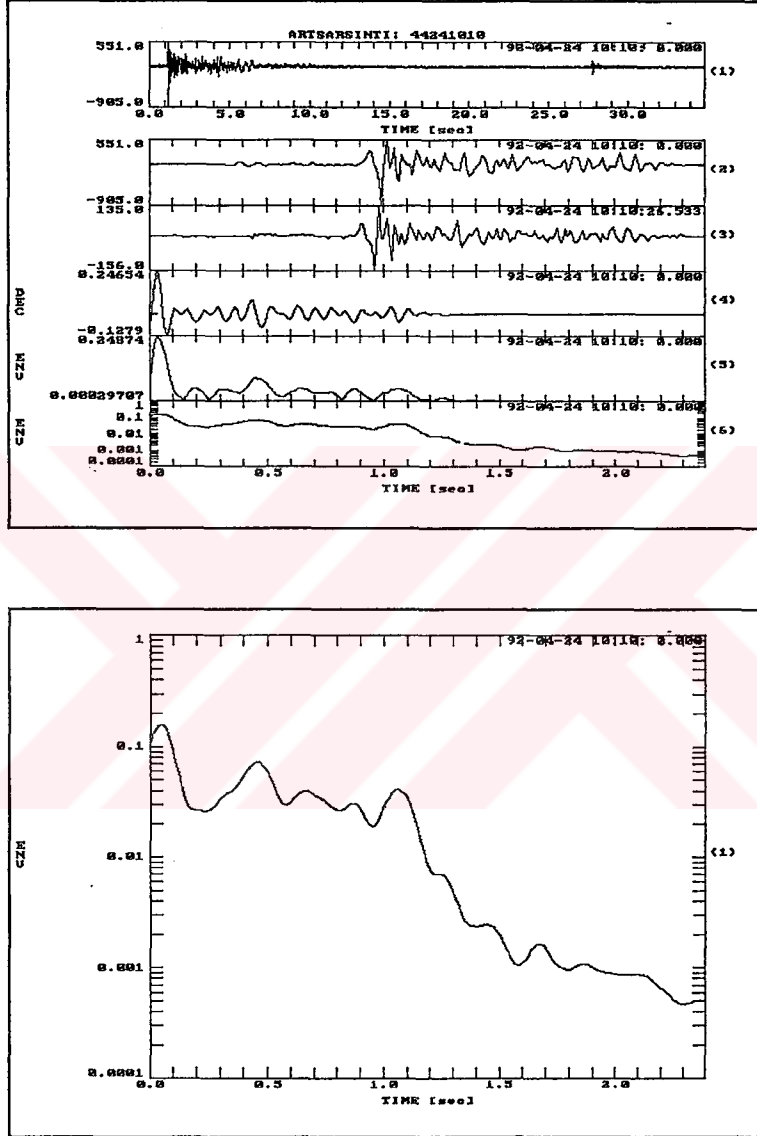


Şekil C.6 - 54211833 - 54211830 nolu sismogramların kaynak zaman fonksiyonları. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.

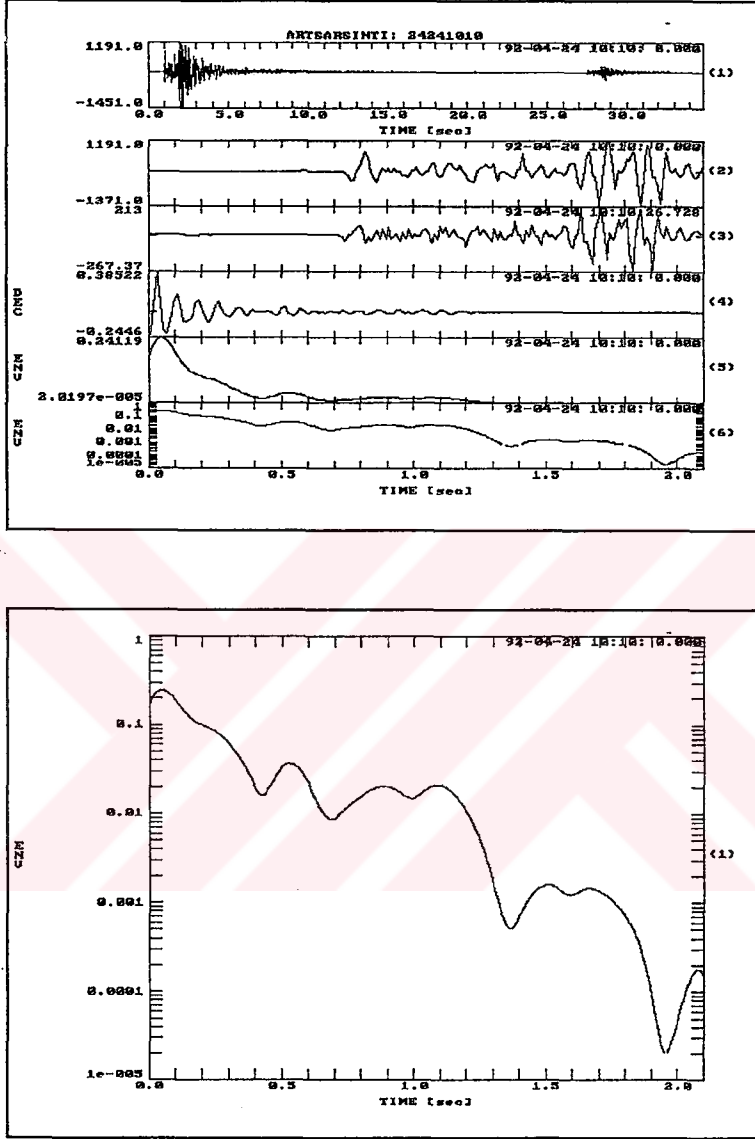


EK D - KAYNAK ZAMAN FONKSİYONLARI BİRKAÇ İSTASYON
İÇİN BELİRLENMİŞ SİSMOGRAMLARA ÖRNEKLER.

44241010 ve 24241010 nolu sismogramların kaynak zaman fonksiyonları

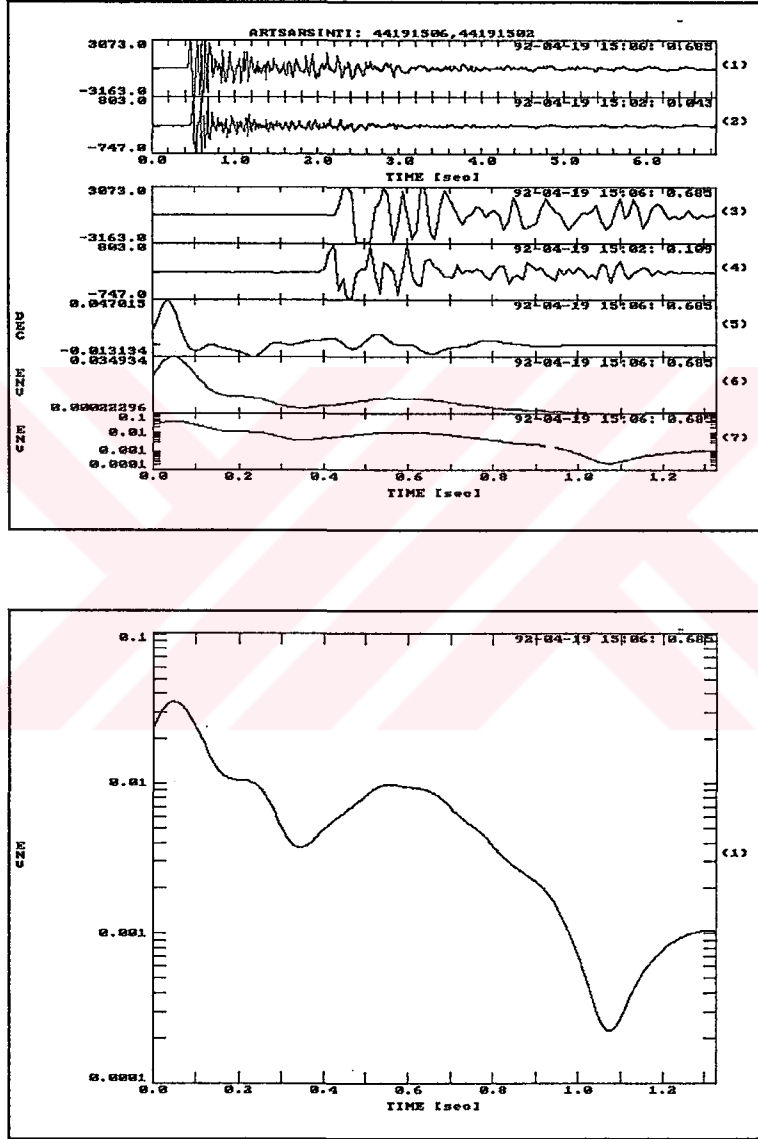


Şekil D.1 - 44241010 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.

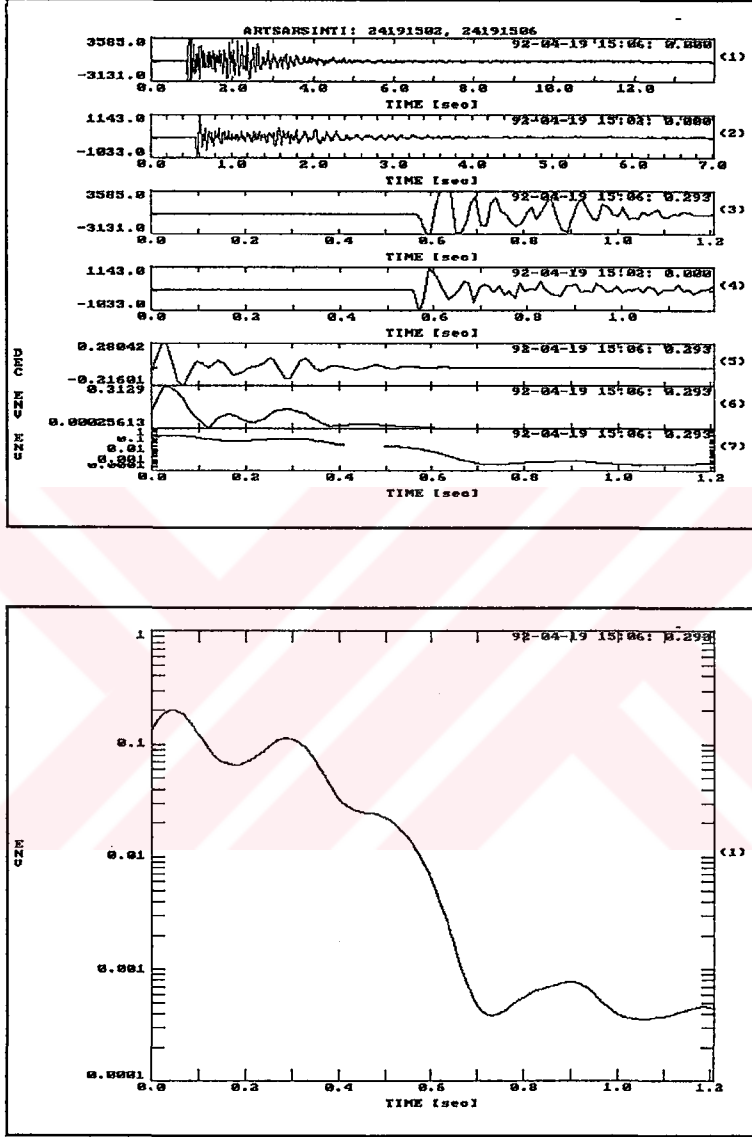


Şekil D.2 - 24241010 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.

44191506 - 44191502 ve 24191506 - 24191502 nolu sismogramların kaynak zaman fonksiyonları.



Şekil D.3 - 44191506 - 44191502 nolu sismogramın kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.



Şekil D.4 - 24191506 - 24191502 nolu sismogramların kaynak zaman fonksiyonu. Üstteki şekil dekonvolüsyon sonucunu, alttaki şekil anlık genlik değerlerini göstermektedir.

ÖZGEÇMİŞ

1968 yılında Samsun'da doğdu. 1985 yılında Kadıköy Suadiye Lisesinden mezun oldu. 1986-1990 yılları arasında İ.T.Ü Maden fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Lisans öğrenimini, Birincilikle tamamladı. Aynı yıl, İ.T.Ü Fen Bilimleri Enstitüsünde yüksek lisans öğrenimine başladı. Halen İ.T.Ü Maden fakültesinde Araştırma Görevlisi olarak görev yapmaktadır.

